

**ENERGIE- UND WASSERHAUSHALT
VERSCHIEDENER PFLANZENBESTÄNDE
BEI MÜNCHEN**

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Ludwig-Maximilians-Universität
in München

vorgelegt
von
Stanislaw Tajchman
aus Wysoka (Polen)
Juni 1967
—

ENERGIE- UND WASSERHAUSHALT VERSCHIEDENER PFLANZENBESTÄNDE BEI MÜNCHEN

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Ludwig-Maximilians-Universität
in München

vorgelegt
von
Stanislaw Tajchman
aus Wysoka (Polen)
Juni 1967



1. Berichterstatter: Prof. Dr. F. Möller
2. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Hollmann

Tag der mündlichen Prüfung: 26. Juli 1967

Zusammenfassung

Das Hauptziel der vorliegenden Untersuchung ist die Bestimmung der Verdunstung von drei verschiedenen Vegetationsbeständen (Fichtenwald, Kartoffel- und Luzernfeld) in der Umgebung Münchens während der Vegetationsperiode 1965. Die Ströme der latenten Wärme über den Vegetationsbeständen werden aus der Energiebilanz nach der Sverdrup-Methode berechnet. Für diese Vegetationsperiode werden die Glieder des Wärme- und Wasserhaushalts für die jeweiligen Vegetationsbestände zusammengestellt. Auf die allgemeine Diskussion über unterschiedlich große Verdunstung verschiedener Vegetationsbestände wird am Schluß eingegangen (Kap.VIII).

Im einzelnen werden in der Einleitung die Fragen des Wasser- und Wärmehaushalts behandelt. In Kap.II wird die Vorbereitung und die Durchführung der Untersuchung beschrieben. Kap.III enthält die Auswertung des Beobachtungsmaterials. Mit den Fragen der vertikalen Profile meteorologischer Elemente über den Vegetationsbeständen, des Wärmestromes im Boden und im Bestand befassen wir uns in Kap.IV und V. In Kap.VI werden die Ströme der latenten und der fühlbaren Wärme nach einigen Austauschmethoden und nach der Wärmehaushaltsmethode bestimmt und miteinander verglichen. Es werden einige Beispiele für den Tagesverlauf des Austauschkoeffizienten und der Komponenten des Wärme- und Strahlungshaushalts gezeigt. Ergebnisse der Wärme- und Wasserhaushaltskomponenten für die Vegetationsperiode 1965 enthält Kap.VII. Zum Vergleich werden einige Werte anderer Autoren angeführt. Unsere Ergebnisse können wie folgt zusammengefaßt werden: Von Anfang Mai bis Ende September 1965 hatte das Luzernfeld die kleinste Strahlungsbilanz ($31765 \text{ cal cm}^{-2}$) und die größte Verdunstung (442 mm). Der Fichtenwald hatte die größte Strahlungsbilanz ($37735 \text{ cal cm}^{-2}$), aber eine geringere Verdun-

stung (426 mm) als das Luzernfeld. Das Kartoffelfeld hatte die kleinste Verdunstung (383 mm) und eine kleinere Strahlungsbilanz ($32871 \text{ cal cm}^{-2}$) als der Wald, aber eine etwas größere als das Luzernfeld.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
I. <u>EINLEITUNG</u>	1
A. Zur Frage der Wasserbilanz	1
B. Zur Frage der Bestimmung der Energie- bilanzkomponenten einer bewachsenen Bodendecke	3
II. <u>DIE VORBEREITUNG UND DURCHFÜHRUNG DER</u> <u>UNTERSUCHUNG</u>	7
A. Das Meßgelände	7
B. Die Vegetationsbestände	9
C. Die Meß- und Registriergeräte	11
a) Die Eichung	13
D. Der Aufbau der Wärmehaushaltsstationen	15
E. Das Meßprogramm	17
III. <u>DIE AUSWERTUNGSARBEITEN</u>	19
IV. <u>DIE BERECHNUNG DER PARAMETER DES WIND-</u> <u>PROFILS</u>	20
A. Die äußeren tätigen Oberflächen für Wind, Temperatur und Feuchte	27
V. <u>DER WARMESTROM IM BODEN, IN DER BESTANDS-</u> <u>MASSE UND IN DER BESTANDSLUFT</u>	31
VI. <u>UNTERSUCHUNG EINZELNER MODELLTAGE</u>	41
A. Der Tagesverlauf der Strahlungs- und Wärmehaushaltskomponenten	54
B. Folgerungen aus der Modelluntersuchung	57
VII. <u>WÄRME- UND WASSERHAUSHALTSKOMPONENTEN</u> <u>VOM 1.MAI BIS 30.SEPTEMBER 1965</u> <u>VERGLEICH MIT ANDEREN AUTOREN</u>	59
A. Fehlerabschätzung	78
VIII. <u>ZUR FRAGE DER UNTERSCHIEDLICH GROßEN VER-</u> <u>DUNSTUNG VERSCHIEDENER VEGETATIONSBESTÄNDE</u>	85
IX. <u>LITERATURVERZEICHNIS</u>	89
X. <u>ANHANG</u>	94

Liste der verwendeten Zeichen und Einheiten

a	Temperaturleitfähigkeit des Bodens	$\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$
A_a	Austauschkoeffizient bei adiabatischer Schichtung	$\text{gcm}^{-1} \text{s}^{-1}$
B	Bodenwärmestrom	$\text{mcal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$
B_P	Gesamtwärmestrom im Boden und im Bestand ($B + P + P_1$)	$\text{mcal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$
c	spezifische Wärme des feuchten Bodens	$\text{calg}^{-1} \text{grd}^{-1}$
c_p	spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck	$\text{mcalg}^{-1} \text{grd}^{-1}$
c_s	spezifische Wärme des trockenen Bodens	$\text{calg}^{-1} \text{grd}^{-1}$
d	Dicke der tätigen Schicht für Wind	cm oder m
D	Dicke der Verdrängungsschicht	cm oder m
D_f	Höhe der tätigen Oberfläche für spezifische Feuchtigkeit	cm oder m
D_t	Höhe der tätigen Oberfläche für Lufttemperatur	cm oder m
E	Evaporation	mm
EIT	Gesamtverdunstung ($E + I + T$)	mm
F	Gesamtabfluß	mm
$\varphi_r(R_i)$	Korrekturfaktor für den Austausch- koeffizienten für Wasserdampf	--
$\varphi_1(R_i)$	Korrekturfaktor für den Austausch- koeffizienten für fühlbare Wärme	--
G	Globalstrahlung	$\text{mcalcm}^{-2} \text{min}^{-1}$
γ_a	adiabatischer Temperaturgradient	1 grd/100 m
h	reduzierte Höhe	cm oder m
I	Interception	mm
χ	Kármán-Konstante (0,428 nach (56))	--
l	Mischungsweglänge	cm
L	Strom fühlbarer Wärme	$\text{mcalcm}^{-2} \text{min}^{-1}$
N	Niederschlagsmenge	mm
P	Wärmestrom in der Bestandsmasse	$\text{mcalcm}^{-2} \text{min}^{-1}$
P_1	Wärmestrom in der Bestandsluft	$\text{mcalcm}^{-2} \text{min}^{-1}$

VII

q	spezifische Feuchtigkeit	--
Q	Strahlungsbilanz	$\text{mcal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$
r	Verdampfungswärme des Wassers	mcal g^{-1}
Ri	Richardson-Zahl	--
ρ	Dichte des feuchten Bodens	g cm^{-3}
ρ_s	Dichte des trockenen Bodens	g cm^{-3}
ρ_l	Luftdichte	g cm^{-3}
T	Transpiration (od. Lufttemperatur)	mm ($^{\circ}\text{K}$)
u	horizontale Komponente der Windgeschwindigkeit	cm s^{-1}
u_*	Schubspannungsgeschwindigkeit	cm s^{-1}
V	Strom latenter Wärme des Wasserdampfes	$\text{mcal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$
ΔW	Änderung des Wassergehaltes im Boden	mm
z	Höhe über dem Boden	cm oder m
z_0	Dicke der Rauigkeitsschicht	cm oder m



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41547415_0012

I. EINLEITUNG

A. Zur Frage der Wasserbilanz

Im Zusammenhang mit dem steigenden Bedarf an Wasser gewinnt die Frage der Wasserversorgung immer mehr an Bedeutung. Es wird angestrebt, durch zahlreiche Untersuchungen die Komponenten des Wasserhaushalts immer genauer zu erfassen. In zahlreichen Gebieten werden die Komponenten der Wasserbilanz künstlich reguliert.

Die Gleichung des Wasserhaushalts für Flächeneinheit wird auf folgende Weise ausgedrückt

$$N = EIT + F + \Delta W,$$

wobei N die Niederschlagssumme, EIT die Gesamtverdunstung (Evaporation + Interception + Transpiration), F der Gesamt-
abfluß und ΔW die Änderung des Wassergehaltes einer vertikalen Bodensäule ist. Nach der Definition von BUDYKO (1) erstreckt sich die Bodensäule nach unten zu einer Bodenschicht, in der kein Feuchteaus-
tausch auftritt. Das Symbol EIT wurde aus BAUMGARTNER (2) entnommen.

In der gegenwärtigen hydrologischen Forschung wird nach LVOVIČ (3) den Eigenschaften des Bodens und der Vegetation viel Aufmerksamkeit gewidmet. Das den Pflanzen zugängliche Bodenwasser wird größtenteils durch Transpiration verbraucht. Mit Hilfe von Kenntnissen über die Verdunstung verschiedener Vegetationsbestände und Angaben über die Bodenfeuchtigkeit ist es möglich, eine hydrologische Prognose aufzustellen, zum Beispiel für die Bewässerung.

Von allen Größen des Wasserhaushalts kann die Niederschlagsmenge auf einfachste Weise direkt gemessen werden. Die anderen Komponenten kann man durch Anwendung verschiedener Verfahren bestimmen. Dabei ist die Bestimmung der Gesamtverdunstung von besonderem Interesse. Sie kann z.B. nach einem hydrologischen Verfahren, nach der Lysimeter-Methode, nach der halbempirischen

Methode der turbulenten Diffusion oder nach der Wärmehaushaltsmethode ermittelt werden. Seit einigen Jahrzehnten gewinnen die zwei letzten Methoden immer mehr an Bedeutung. Im Gegensatz zu anderen Verfahren bieten sie gleichzeitig die Möglichkeit, die meteorologischen Vorgänge in der bodennahen Luftschicht zu untersuchen.

Die Wärmehaushaltsmethode erlaubt festzustellen, wie die zugeführte Energie der Strahlungsbilanz auf einzelne Komponenten verteilt wird. Abgesehen von mikrometeorologischen Untersuchungen kann sie für beliebig große Gebiete der Erde angewandt werden, wie das z.B. ALBRECHT (4) und dann BUDYKO (5) verwirklicht haben.

Die Untersuchungen des Energieumsatzes in Vegetationsbeständen sind von besonderer Bedeutung. Sie versprechen, wie LÜTZKE (6) angedeutet hat, "wichtige Aufschlüsse über das Beziehungsgefüge Pflanze - Umwelt, von dem die Produktivität der Phytozönosen in hohem Maße abhängt".

Das Ziel der vorliegenden Untersuchung ist, die Verdunstung eines Waldes, eines Kartoffelfeldes und eines Luzernfeldes in der Nähe von München während der Vegetationsperiode 1965 zu bestimmen. Als Grundlage der Berechnungen wurde die Wärmehaushaltsmethode verwendet. Im Falle des Waldes mußte sie wegen der auftretenden Schwierigkeiten (sehr kleine Temperaturgradienten) durch ein zusätzliches Verfahren ergänzt werden.

Es wurde ein Versuch gemacht, die Ströme der latenten und der fühlbaren Wärme nach verschiedenen Methoden der turbulenten Diffusion zu bestimmen. Die für das Kartoffel- und Luzernfeld erhaltenen Ergebnisse kann man für die Praxis als annehmbar betrachten. Die für den Wald erhaltenen Ergebnisse sind noch zu ungenau. Die Angaben über die Höhe der äußeren tätigen Oberfläche für Temperatur und für die Feuchtigkeit darf man nicht als endgültig betrachten. Zur Klärung dieser Frage sind mehr als bis jetzt umfangreiche Messungen im Waldbestand und darüber notwendig.

Über die Verdunstung unter natürlichen Bedingungen wurden seit der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts viele Unter-

suchungen durchgeführt. Nach Angaben von BUDYKO (1) aus dem Jahre 1948 betrug damals die Zahl der Publikationen über diese Frage über 2000. Wir stellen uns nicht die Aufgabe, eine Übersicht über so zahlreiche Publikationen zu geben und beschränken uns auf den Vergleich unserer Ergebnisse mit denen einiger anderer Autoren, insofern sie sich auf gleichartige Vegetationsbestände beziehen. Eine gute Quelle an Ergebnissen stellt die Monographie von KONSTANTINOV (7) dar. Sie enthält die Ergebnisse der 15-jährigen Untersuchungen des Verfassers, die in unserer Arbeit mehrmals zitiert werden.

Die Anregung zur Durchführung dieser Untersuchung stammt von Herrn Privatdozent Oberkonservator Dr. A. BAUMGARTNER, der die Arbeit auch betreut hat. Es sei gleichzeitig erwähnt, daß DZERDZEJEVSKIJ und RAUNER (8) im Jahre 1960 ein Forschungsprogramm publiziert haben, in dem u.a. die Durchführung von parallelen Wärmehaushaltsbeobachtungen im Walde, auf einer Waldwiese und auf dem freien Feld vorgeschlagen wurde.

B. Zur Frage der Bestimmung der Energiebilanzkomponenten einer bewachsenen Bodendecke

Die Gesamtenergie, die dem System Bodenoberfläche - Vegetationsbestand zugeführt wird, resultiert aus der Strahlungsbilanz und wird durch verschiedene Energieumsätze verbraucht. Zu diesen gehören: Der Energietransport durch Verdunstung und Kondensation sowie durch den turbulenten Austausch von fühlbarer Wärme zwischen der Bodenoberfläche und dem Bestand einerseits und der Atmosphäre andererseits, der Wärmeverbrauch durch Assimilation und Energieumsätze im Boden, in der Pflanzen- und Luftmasse. Eine Modellvorstellung über die Wärmebilanzkomponenten kann man auf Grund des folgenden Bildes erhalten: Auf dem Bild sind die Wärmebilanzkomponenten dargestellt, wie sie meistens am Tage verlaufen. Die Dicke der Pfeile soll der relativen Größe der einzelnen Wärmeströme entsprechen. Aus der Richtung der

als negativ. Die vier ersten Glieder der Gl. (1) kann man verhältnismäßig einfach bestimmen. Die Strahlungsbilanz (Q) wird direkt gemessen, die Größen des Bodenwärmestromes (B), des Wärmestromes in der Bestandsmasse (P) und in der Bestandsluft (P₁) kann man auf Grund entsprechender Temperaturmessungen ausrechnen. Zur getrennten Bestimmung des Stromes der latenten Wärme (V) und des Stromes der fühlbaren Wärme (L) müssen spezielle Verfahren angewandt werden. Als solche gelten u.a. die Methode der turbulenten Diffusion und die Wärmehaushaltsmethode, die als Sverdrup-Verfahren bekannt ist. Nach der halbempirischen Theorie der turbulenten Diffusion werden V und L auf folgende Weise ausgedrückt:

$$V = A_a \varphi_v(Ri) r \frac{dq}{dz} \quad (2)$$

$$L = A_a \varphi_l(Ri) c_p \left(\frac{dT}{dz} + \gamma_a \right) \quad (3)$$

wobei A_a der Austauschkoeffizient bei adiabatischer Schichtung, c_p die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck, dT/dz der Temperaturgradient, γ_a = 1 grad/100 m, der adiabatische Temperaturgradient, r die Verdampfungswärme des Wassers, dq/dz der Gradient der spezifischen Feuchtigkeit ist. Der Austauschkoeffizient bei adiabatischer Schichtung wird nach der Prandtl'schen Theorie wie folgt ausgedrückt:

$$A_a = \varrho_l l^2 \frac{du}{dz} \quad (4)$$

$$\text{mit } l = \chi(z + z_0)$$

wobei ρ_l die Luftdichte, l die Mischungsweglänge und du/dz der vertikale Gradient der horizontalen Windgeschwindigkeit, χ Kármán-Konstante, z Höhe, z₀ Dicke der Rauigkeitsschicht ist. Die Funktionen φ_v(Ri) und φ_l(Ri) berücksichtigen den Einfluß der Temperaturschichtung auf die Austauschvorgänge von Wasserdampf und von fühlbarer Wärme.

Es wird meistens $\varphi_r(Ri) = \varphi_l(Ri)$ gesetzt, obwohl es Publikationen gibt, nach denen sich $\varphi_r(Ri)$ und $\varphi_l(Ri)$ unterscheiden. Einige Bemerkungen und Literaturhinweise über diese Frage findet man bei RIJTEMA (11). KONSTANTINOV (7) hat die beiden Funktionen analytisch ausgedrückt.

Es soll an dieser Stelle betont werden, daß dieses Problem noch nicht endgültig gelöst ist.

Der adiabatische Temperaturgradient γ_a wird in den Berechnungen von L in Bodennähe wie üblich vernachlässigt. Sein Verhältnis zu den in Bodennähe auftretenden Gradienten der Lufttemperatur ist von der Größenordnung $\pm 10^{-2}$.

Zur Bestimmung von V und L nach der Sverdrup-Methode dividieren wir die Gl. (2) und (3) durch einander und durch Kombination mit der Gl. (1) erhalten wir

$$V = - \frac{Q + B + P + P_1}{1 + \frac{c_p}{r} \cdot \frac{\varphi_l(Ri)}{\varphi_r(Ri)} \cdot \left[\frac{dT}{dz} / \frac{dq}{dz} \right]} \quad (5)$$

$$L = - \frac{Q + B + P + P_1}{1 + \frac{r}{c_p} \cdot \frac{\varphi_r(Ri)}{\varphi_l(Ri)} \cdot \left[\frac{dq}{dz} / \frac{dT}{dz} \right]} \quad (6)$$

In früherer Form dieser Gleichungen wurde $\varphi_r(Ri) =$

$\varphi_l(Ri)$ gesetzt. Die Gl. (5) und (6) mit Berücksichtigung von $\varphi_r(Ri)$ und $\varphi_l(Ri)$ wurden in (7) angegeben. Ohne Beachtung des Unterschiedes zwischen den beiden Funktionen werden nach Angaben in (7) die nach Gl.(5) und (6) berechneten Wärmeströme mit einem Fehler bis zu 15 % belastet.

II. DIE VORBEREITUNG UND DURCHFÜHRUNG DER UNTERSUCHUNG

A. Das Meßgelände

Nach der Zielsetzung der Untersuchung wird die Verdunstung von drei verschiedenen Vegetationsbeständen (Wald, Ackerland und Grünland) während der Vegetationsperiode nach der Methode des Wärmehaushalts bestimmt. Hierzu mußte zuerst die Auswahl entsprechender Meßgelände getroffen werden.

Von den Meßplätzen wird verlangt, daß sie sich auf einem horizontalen homogenen und ausgedehnten Gelände befinden, so daß die meteorologischen Größen keine horizontalen Gradienten aufweisen und daß ihre Vertikalgradienten durch die Wechselwirkung zwischen der entsprechenden Vegetationsdecke und der Atmosphäre entstehen. Bei einer Wärmehaushaltsuntersuchung und vor allem bei dem Vergleich der Verdunstung von verschiedenen Vegetationsbeständen, wie es bei uns der Fall ist, muß die Beschaffenheit des Bodens, seine Fähigkeit Wasser zu speichern und an Pflanzen abzugeben in Betracht gezogen werden. Unabhängig von der meteorologischen Seite wurde für den Waldbestand die Bedingung gestellt, daß er auch für forstliche Untersuchungen geeignet ist. Unter diesen Umständen war die Auswahl des Waldbestandes eine der schwierigsten Aufgaben in der Vorbereitung der Untersuchung. Dank der großen Bemühungen von Herrn Privatdozent Dr. A. BAUMGARTNER und Herrn Forstmeister L. KLEMMER wurde dieses Problem rechtzeitig gelöst. Da der Wunsch, alle drei Versuchsstationen in unmittelbarer Nähe aufzubauen, nicht erfüllt werden konnte, wurde entschieden, die Acker- und Grünlandstation auf den Feldern des Staatsgutes Grub und die Waldstation im Bereich der 27. Abteilung des Bayerischen Forstamtes Eglharting bei der Ortschaft Pöring zu errichten. Die Waldstation befindet sich ca. 700 m vom Waldrand entfernt. Die geographische Lage der Meßplätze ist aus der Hydrologisch-Geologischen Karte von München zu ersehen.

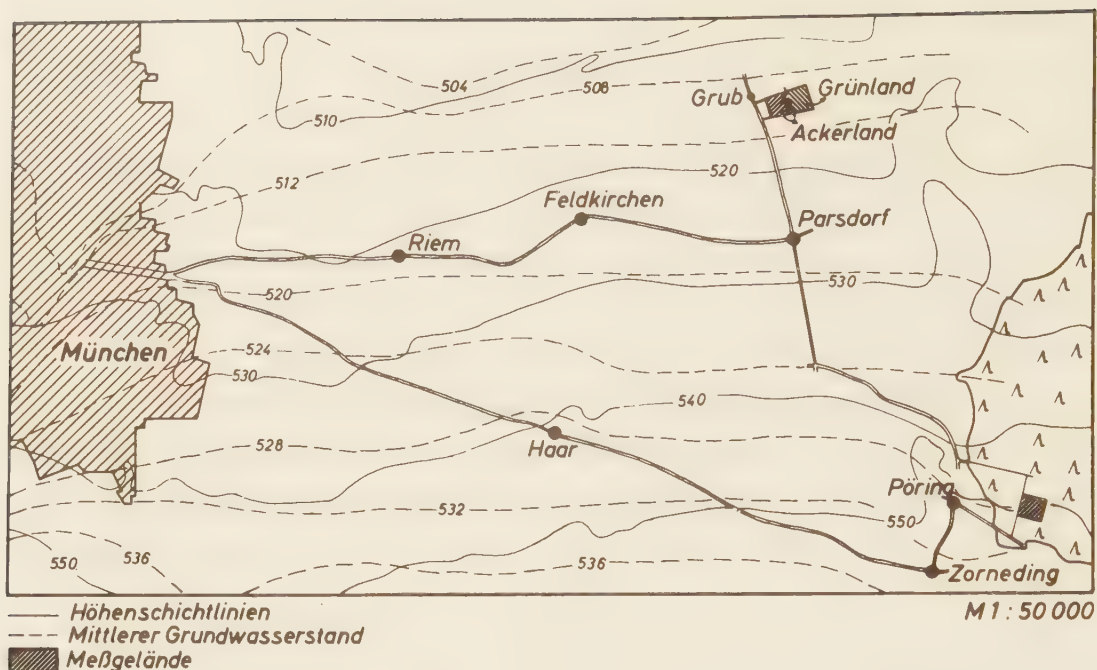


Abb. 2: Ausschnitt aus der Hydrologisch-Geologischen Karte von München. Herausgegeben durch das Bayerische Geologische Landesamt, 1953.

Die Ortschaft Grub befindet sich in einer Entfernung von ca. 12 km östlich von München; Pöding liegt süd-östlich in einer Entfernung von ca. 19 km. Die beiden Meßgelände liegen 9,5 km voneinander entfernt auf der Münchner Schotterebene. Sie ist schwach nach Norden geneigt und in Grub durch ein Gefälle von ca. 4 ‰ charakterisiert, in der Umgebung der Waldstation durch ein Gefälle von ca. 6 ‰. Die Waldstation liegt 552 m über NN, die Stationen in Grub in einer Höhe von 515 m über NN. Die Tiefe des mittleren Grundwasserstandes in der Umgebung der Waldstation beträgt 23 m, sie nimmt nach Norden ab und in Grub erreicht sie ca. 5 m. Die Bodenprofile an beiden Meßgeländen wurden vom Institut für Bodenkunde der Forstlichen Forschungsanstalt in München analysiert. Sie zeigen Unterschiede auf. In Grub tritt Pararendzina auf umgelagertem Niederterrassenschotter auf, im Waldgebiet eine typische Parabraunerde auf

Niederterrassenschotter. Nach einer Abschätzung beträgt die Feldkapazität der oberen Bodenschicht von 1m Dicke in Grub 140 mm Wasser und ihr entsprechendes verfügbares Wasser 90 mm Wasser; entsprechende Zahlen für den Waldboden sind 230 mm und 160 mm Wasser.

B. Die Vegetationsbestände

Der Versuchsbestand ist ein ca. 70-jähriger Fichten-Reinbestand und liegt im Bereich des Bayerischen Forstamtes Eglharting. Nach den Erhebungen des Instituts für Ertragskunde der Forstlichen Forschungsanstalt in München wird der Waldbestand auf folgende Weise charakterisiert

Stammzahl je ha	800 Stück
Beschirmungsgrad	0,9
mittlere Höhe	27,2 m
mittlerer Kronenbeginn	15,7 m
Oberhöhe	29,9 m
mittlerer Durchmesser	29,5 cm
Schaftholzmasse	691.0 fm je ha

Nördlich von der Abteilung 27, wo die Waldstation errichtet wurde, verläuft ein ca. 150 m breiter Streifen des jüngeren 20 bis 25 m hohen Fichtenbestandes. Weiter nach Norden geht der junge Bestand in die Wälder des Forstamtes Eglharting über. Die Entfernung der Waldstation von dem jüngeren Bestand beträgt 100 m.

Der als Grünland bezeichnete Bestand war im Vorjahre gesäte Luzerne auf einer Fläche von 15 ha. Während der Untersuchungszeit wurde die Luzerne dreimal gemäht, und zwar am 8. Juni, am 5. August und am 16. September. Die Änderung der Bestandshöhe mit der Zeit ist aus der Abb. 3 zu erkennen.

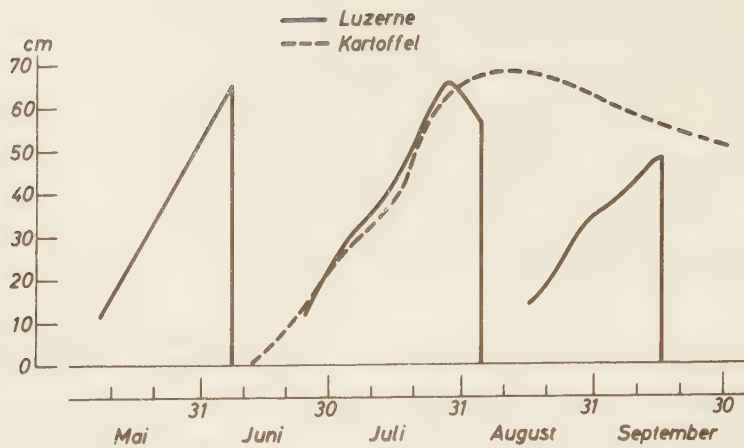


Abb. 3: Verlauf der Bestandshöhen

Tabelle I

Bestandshöhe	20	40	60	cm
Bestandsmasse	0,5	1,54	2,34	kgm ⁻²
(Feuchtgewicht)				

Die Bestandsmasse wurde bestimmt durch Ausschneiden und danach durch Wägen der Luzerne aus einer Fläche von 1 m². Auf der Ackerfläche von 15 ha wurden Mitte Mai Kartoffeln gepflanzt. Am 12. Juni wurde der Kartoffelaufgang beobachtet. Der Verlauf der Bestandshöhe ist auf der Abb. 3 dargestellt. Die Zahlen der folgenden Tabelle illustrieren die Änderung der Masse des Kartoffelbestandes (ohne Wurzeln und Knollen) mit der Bestandshöhe.

Tabelle II

Bestandshöhe	20	40	60	68	cm
Bestandsmasse	0,90	2,65	4,15	7,90	kgm ⁻²
(Feuchtgewicht)					

Diese Werte der Bestandsmasse wurden auf Grund des Gewichtes

einer Kartoffelstaude mit der Annahme erhalten, daß auf 1 m^2 der Bodenoberfläche 6 Kartoffelstauden wuchsen. Aus diesem Grunde darf man diese Werte als nicht sehr genau betrachten. Aus den angeführten Größen für den Luzernen- und für den Kartoffelbestand kann man ersehen, daß bei gleicher Höhe die Masse des Kartoffelbestandes zweimal so groß und größer sein kann als die des Luzernenbestandes.

C. Die Meß- und Registriergeräte

Aus den oben angegebenen Formeln ersehen wir, daß man zur Bestimmung von V und L nach der Methode der turbulenten Diffusion (Gl. (2) - (4)) die Temperatur-, Feuchte- und Windgradienten sowie die Dicke der Rauigkeitsschicht und der Verdrängungsschicht (siehe Kapitel IV) auf Grund der Messung bestimmen muß. Beim Sverdrup-Verfahren (Gl. (5) und (6)) ist die Windmessung nicht nötig, man braucht aber neben den Temperatur- und Feuchtegradienten die Größen der Strahlungsbilanz, des Bodenwärmestromes und des Wärmetransportes in der Bestandsmasse. Die letzte Größe wird im Falle der landwirtschaftlichen Bestände oft vernachlässigt, für den Waldbestand bestimmt man sie durch Messungen der Baumtemperatur.

Zur Messung der Strahlungsbilanz wurden Strahlungsbilanzmesser mit Polyäthylenhauben nach FUNK verwendet. Es ist mir eine angenehme Pflicht darauf hinzuweisen, daß die von uns verwendeten Strahlungsbilanzmesser von Dr. J.P. Funk ausgewählt und aus Australien nach München verbracht worden sind. Zu unserem Bedauern konnte Dr. J.P. Funk durch seinen plötzlichen Tod in München den Einsatz dieser Geräte nicht persönlich leiten.

Die Geräte wurden nach der Instruktion des Herstellers aufgebaut und mit Stickstoff ventiliert. Die Empfindlichkeit der bei uns eingesetzten Strahlungsbilanzmesser beträgt 22,5 bis 28,7 $\text{mVcal}^{-1}\text{cm}^2\text{min}$. Die Genauigkeit der Eichung ist $\pm 2 \%$. Die Polyäthylenhauben wurden nach Abschätzung

ihres Zustandes vom Beobachter gewechselt, jedoch im Durchschnitt etwas öfter als einmal in zwei Monaten. Die Trocken- und Feuchttemperatur wurde mit Hilfe von elektrisch ventilierten Aspirationspsychrometern nach FRANKENBERGER gemessen. Als Thermometer dienen Platin-Hartglaswiderstände von $100\ \Omega$ bei 0°C der Firma Degussa, angeschlossen in Dreileiterschaltung.

Als Bodenthermometer wurden gleichartige Platin-Hartglaswiderstände von $100\ \Omega$ bei 0°C in Dreileiterschaltung, Ausführung P5 der Firma Degussa verwendet. Die Bodenthermometer wurden nach dem Muster der Garchinger Meteorologischen Station des Meteorologischen Instituts München konstruiert. In dieser Konstruktion sind die Platin-Hartglaswiderstände in Metallzylinder eingebaut und mit einem Kunststoffrohr verbunden. Die Abstände zwischen den vier Widerstandsthermometern (auf der Abb. 4 dunkle Ringe im Stab rechts vorne) wurden so ausgewählt, daß bei einer Bodentiefe des obersten Thermometers von 2 cm die anderen Thermometer die Bodentemperatur in den Tiefen von 5, 10 und 20 cm messen.

Zur Messung der Baumtemperatur und der Lufttemperatur in 2 m Höhe über dem Boden im Walde wurden die gleichen Widerstände von Degussa, auch in Dreileiterschaltung, verwendet. Das Messingrohr mit dem Widerstandsthermometer erfaßte im Baum die ca. 4 cm dicke äußere Holzschicht. Das Thermometer wurde an der NE-Seite in den Baum eingebaut. Die Messung wurde im September angefangen. Die Windmessung erfolgte mit Hilfe von Schalenkreuzanemometern der Firma Lambrecht, Modell Nr. 1469. Die Anlaufgeschwindigkeit dieser Geräte liegt im Durchschnitt bei $0,3\ \text{ms}^{-1}$.

Neben den erwähnten Meßinstrumenten wurden an den Wärmehaushaltsstationen Regenmesser bzw. Regenschreiber nach HELLMANN verwendet. Die Global- und Reflexstrahlung wurde mit Hilfe von Solarimetern nach Moll-Gorczynski gemessen. Zur Registrierung der zu messenden Größen wurden folgende Geräte verwendet: Mit Hilfe von elektronischen Kompensations-Zwölffach-Punkt-druckern der Firma HARTMANN UND BRAUN (12) wurden die Trocken-,

Feucht- und Bodentemperatur (Meßbereich - 5 bis + 45°C), die Strahlungsbilanz (Meßbereich - 5 bis + 45 mV) und die Reflexstrahlung (Meßbereich 0 bis 20 mV) aufgezeichnet. Der zu messende Widerstand wird darin Teil einer selbst- abgleichenden Präzisions-Meßbrücke. Jede Widerstandsänderung wird durch die Regeleinrichtung automatisch nachgestellt. Die Gleichspannung wird nach dem Kompensationsverfahren von Poggendorf gemessen. Die Schreibbreite des Registrierstreifens beträgt 25 cm, die Punktfolgezeit 4 s, d.h. daß jeder Meßfühler während einer Stunde 75 Meßwerte liefert. Der Papiervorschub betrug bei unseren Registrierungen 32 cmh⁻¹. Die Registriergenauigkeit beträgt $\pm 0,25$ % der Schreibbreite (Ein Ausschnitt aus der Registrierung siehe Anhang). Zur Registrierung der Globalstrahlung und der Strahlungsbilanz innerhalb der Vegetationsbestände wurden Millivoltschreiber der Firma Hartmann und Braun verwendet. Zum Zählen der elektrischen Kontakte der Anemometer wurde an der Grünland- und der Ackerlandstation ein WETZER-Registrierdrucker eingesetzt. Das Gerät druckt das Datum, die Uhrzeit und die Stundensummen der Kontakte aus. An der Waldstation erfolgte die Registrierung der Windkontakte mit Hilfe des Windschreibers Nr. 1489a der Firma Lambrecht, später wurde ein WETZER Registrierdrucker eingesetzt.

a) Die Eichung

Die Strahlungsbilanzmesser wurden mit dem Eichprotokoll des Herstellers versehen. Unabhängig davon wurde ihre Anzeige unter gleichen Bedingungen verglichen und danach in Bezug auf ein viertes Gerät korrigiert. Auf diese Weise haben die gemessenen Größen der Strahlungsbilanz keine relativen Fehler untereinander, was bei dem Vergleich des Wärmehaushalts von verschiedenen Vegetationsbeständen von Bedeutung ist. Die Solarimeter nach Moll-Gorczynski zur Messung der Global- und Reflexstrahlung wurden mit Hilfe eines Aktinometers nach Michelson-Marten geeicht.

Die Widerstandsthermometer wurden zuerst mit der Vorrichtung der Garchinger Meteorologischen Station geeicht. Nach der Auswertung dieser Eichung stellte sich heraus, daß die Temperaturkorrekturen temperaturabhängig sind, man ihren Verlauf aber als parallel zueinander annehmen darf. Um die Eichung an Ort und Stelle durchführen und von Zeit zu Zeit wiederholen zu können, wurde folgendermaßen verfahren: die Widerstandsthermometer werden in einem Kupferblock untergebracht, der sich in einem nach außen thermisch isolierten Wasserbad befindet. Die Abgleichwiderstände der in Dreileiterschaltung an die Kompensographen angeschlossenen Widerstandsthermometer werden so verändert, daß alle Thermometer die gleiche Temperatur auf dem Registrierstreifen zeigen. Durch Messung der Temperatur des Wasserbades mit einem Normalthermometer wird die Korrektur für alle Widerstandsthermometer bestimmt. Die Eichanlage ist in Abb. 4 dargestellt.

Abb.4: Anordnung zum Abgleich der Widerstandsthermometer. Oben: Isoliertes Wassergefäß mit Deckel; vorne: Kupferblock für 6 Widerstandsthermometer und für den Stab mit 4 Bodenthermometern (unten); links: Fuß für den Kupferblock im Wassergefäß.



Die Kontaktanemometer wurden im Windkanal des Instrumenten-
amtes des Deutschen Wetterdienstes in München geeicht. Aus
der Eich-tabelle kann man die tatsächliche Windgeschwindig-
keit als Funktion der Stunden-Kontaktzahl ablesen.

D. Der Aufbau der Wärmehaushaltsstationen

Als Geräteträger in und über dem Waldbestand dient ein
aus Stahlrohren der Firma Mannesmann aufgebauter 32 m hoher
Turm mit einem Grundriß von $3 \times 3 \text{ m}^2$. Der Turm wurde nach
einem Konstruktionsprinzip von Herrn Privatdozent Ober-
konservator Dr. A. BAUMGARTNER unter der Leitung von Herrn
Forstmeister L. KLEMMER aufgebaut. Er wurde so aufgestellt,
daß die Diagonalen west-östlich bzw. nord-südlich verlaufen.
Am oberen Ende des Turmes wurde an der südlichen Ecke und
an der westlichen Ecke je ein 6 m langer Mast angebracht.
Der südliche Mast dient als Träger für Psychrometer und
Strahlungsmeßgeräte, der westliche als Träger für die Anemometer.
Die Psychrometer und die Strahlungsmeßgeräte wurden beweglich
angebracht, um sie für die Wartung zugänglich zu machen. Am
westlichen und östlichen Rande des Podiums steht je ein Regen-
messer, neben dem östlichen steht zusätzlich ein Regenschrei-
ber. Die Meßgeräte wurden mit Meßkabeln an die Registrier-
apparatur angeschlossen, die in einer ca. 50 m westlich von
dem Turm entfernten Hütte (Arbeiterschutzwagen) installiert
wurde. Die Geräte wurden an den Netzstrom mittels eines
Spannungskonstanthalters angeschlossen.
In 1 m Höhe über dem Boden wurden 7 Regenmesser in einer
gegenseitigen Entfernung von 2 m in der Richtung Nord-Süd
aufgestellt. Das folgende Bild zeigt einige zur Messung über
dem Waldbestand eingesetzte Meßgeräte.

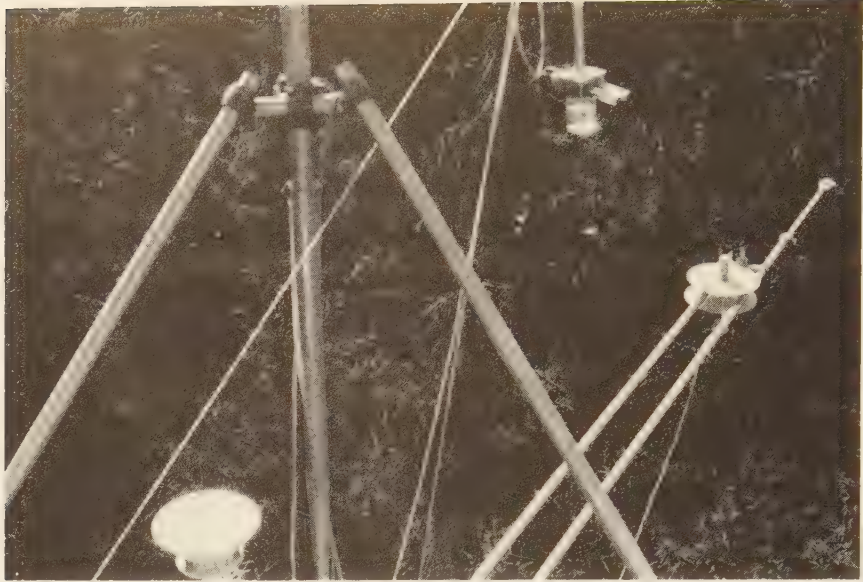


Abb. 5: Solarimeter nach oben gerichtet (l. vorn), Solarimeter nach unten gerichtet (r. Mitte), Strahlungsbilanzmesser (r. hinten) und Psychrometer (r. oben) über dem Waldbestand.

Auf dem Versuchsgut Grub mußten die Wärmehaushaltsstationen so konstruiert werden, daß man sie bei der Feldarbeit einfach verschieben oder zerlegen kann. Es wurden drei 6 m lange Mannesmann-Rohre in Form eines Dreiecks auf dem Boden verschraubt und an den Ecken wurden 5 bis 6 m hohe Maste als Träger für Psychrometer, Strahlungsmeßgeräte und Windmesser befestigt. Die Wärmehaushaltsstation auf dem Ackerland ist in Abb. 6 dargestellt.



Abb. 6: Wärmehaushaltsstation auf dem Kartoffelfeld.
Links: Strahlungsmeßgeräte; Mitte: Mast mit
vier Anemometern; rechts: Mast mit drei
Psychrometern

Die Registrierapparatur befindet sich in einer an der Grenzlinie zwischen den beiden Meßflächen aufgebauten Holz-Hütte. In einer Entfernung von ca. 30 m nord-östlich von der Hütte wurde das Solarimeter zur Messung der Globalstrahlung aufgebaut. Die Entfernung zwischen den Meßplätzen und der Hütte beträgt ca. 150 m. Auch hier wurde der Netzstrom mit einem Spannungskonstanthalter reguliert.

E. Das Meßprogramm

Das Meßprogramm umfaßte Standardmessungen, die während der ganzen Untersuchungsperiode durchgeführt wurden, und kurzfristige, zusätzliche Messungen.

Die Standardmessungen:

A) Im Luzernen- und Kartoffelfeld

1. Windgeschwindigkeit in 0,2; 0,8; 2,0; 5,0 m Höhe über der Bestandsobergrenze, variierend mit der Bestandshöhe.

2. Trocken- und Feuchttemperatur in 0,2; 0,8; 2,0 m Höhe.
3. Bodentemperatur in 2; 5; 10; 20 cm Tiefe.
4. Strahlungsbilanz in 1,2 m Höhe auf dem Luzernfeld und in 1,6 m Höhe auf dem Kartoffelfeld, gerechnet vom Boden.
5. Globalstrahlung (in jeweils der gleichen Höhe wie 4.).
6. Reflexstrahlung (" " " " " " " ").
7. Niederschlagsmenge in 1 m Höhe über dem Boden.
8. Bestandsmasse je Quadratmeter.
9. Bestandshöhe.
10. Bodenfeuchte durch Probenahme.

Angaben über die Windrichtung und über den Verlauf des Wettergeschehens liegen von dem in der Nähe gelegenen Flughafen München-Riem vor.

B) Im Wald

1. Windgeschwindigkeit in 26,9; 28,9; 30,9; 32,9; 35,9 m Höhe über dem Boden.
2. Trocken- und Feuchttemperatur in 28,9; 30,9; 35,9 m Höhe über dem Boden (bis zum 25. Mai wurden die Messungen in 30,9; 32,9; 35,9 m Höhe durchgeführt).
3. Bodentemperatur in 2; 5; 10; 20 cm Tiefe.
4. Strahlungsbilanz in 32 m Höhe über dem Boden.
5. Globalstrahlung (in der gleichen Höhe wie 4.).
6. Reflexstrahlung (" " " " " ").
7. Niederschlagsmenge in 1 m Höhe über dem Boden und über dem Bestand in 32 m Höhe.
8. Bodenfeuchte durch Probenahme.

An allen Wärmehaushaltsstationen wurden kurzfristige Messungen der Strahlungsbilanz innerhalb der Bestände durchgeführt. Im Herbst sind außerdem die Baumtemperatur und die Lufttemperatur innerhalb des Waldbestandes registriert worden. Die Meßstationen wurden täglich von den Mitarbeitern des

Meteorologischen Instituts der Forstlichen Forschungsanstalt sowie von den Angehörigen des Meteorologischen Instituts betreut.

Die Dauer der Messungen an einzelnen Stationen:

Wald vom 15. April bis 15. November,
Kartoffelfeld vom 20. Mai bis 6. Oktober und
vom 20. Oktober bis 2. November.
Luzernfeld vom 1. Mai bis 3. November.

Die Messungen liefen pausenlos. Einige Lücken in der Registrierung sind durch Stromausfall oder durch ein fehlerhaftes Funktionieren der Geräte aufgetreten. In Grub wurden die Messungen einige Male durch Feldarbeiten unterbrochen.

III. DIE AUSWERTEARBEITEN

Abgesehen von der Windgeschwindigkeit mußten alle Temperatur- und Strahlungsgrößen aus einer analogen Registrierung ausgewertet werden. Die Bestimmung der Stundenmittelwerte der Windgeschwindigkeit in einzelnen Höhen erfolgte auf Grund von Stundenkontaktsummen, die für die Waldstation zuerst aus der Registrierung ermittelt werden mußten.

Bei der linearen Anzeige der Kompensographen konnte die Bestimmung der Stundenmittelwerte der Trocken- und Feuchttemperatur sowie der Strahlungsbilanz und der Reflexstrahlung mit Planimetern durchgeführt werden. Die Genauigkeit der auf diese Weise erhaltenen Stundenmittel ist durch die Auswertung mit einem Fehler von ± 0.02 bis ± 0.03 grad behaftet. Der mittlere statistische Fehler des Stundenmittels der Temperatur beträgt im Durchschnitt ± 0.05 grad. Die Bodentemperatur und die Reflexstrahlung wurden nur für einzelne Zeitperioden ausgewertet.

Im ersten Schritt wurden die Zahlenwerte der Windgeschwindigkeit auf Lochkarten übertragen und danach die Zahlenwerte der Bodentemperatur. Eine Lochkarte für den Wind enthält neben der Zeitangabe (Tag, Monat, Stunde) die Winddaten einer Station für alle Höhen für 2 Stunden. Für die Winddaten eines Tages

werden insgesamt 12 Lochkarten benötigt.

Eine Lochkarte mit den Zahlenwerten der Bodentemperatur enthält sieben Werte der Temperatur der Bodenoberfläche oder einer der Tiefen 5; 10; 15; 20 cm. Zur Übertragung aller Bodentemperaturen für einen Tag werden 20 Lochkarten benötigt. Auf Grund der Angaben in diesen Lochkarten und einer zusätzlichen Information über die Volumenwärme des Bodens werden in einem Rechenprogramm der Koeffizient der Temperaturleitfähigkeit des Bodens, der Gesamt-Bodenwärmestrom für alle 6-Stundenabschnitte ($0 - 6^h$, $6 - 12^h$, $12 - 18^h$, $18 - 24^h$) und die mittleren Größen des Bodenwärmestromes für jede Stunde berechnet.

Die Angaben über die Parameter des Windprofils und über den Bodenwärmestrom werden zusammen mit den Werten der Trocken- und Feuchttemperatur und der Strahlungsbilanz auf Lochkarten übertragen. Jede Lochkarte enthält nun alle Größen, mit denen man die Mittelwerte von V und L nach der Austauschmethode und nach der Methode der Wärmebilanz für je eine Stunde berechnen kann. Die Aufteilung der ganzen Rechenaufgabe auf Teilprogramme hat sich als günstig erwiesen, weil man vor der endgültigen Berechnung von V und L die erhaltenen Teilergebnisse kontrollieren und die noch nicht korrigierten Auswertungs- oder Meßfehler aussuchen kann. Im nächsten Abschnitt werden die einzelnen Teilprogramme genauer besprochen.

IV. DIE BERECHNUNG DER PARAMETER DES WINDPROFILS

Auf Grund der Messungen der Windgeschwindigkeit, der Trocken- und der Feuchttemperatur in zwei oder in mehreren Höhen werden die zu Wärmehaushaltsberechnungen benötigten Vertikalgradienten und andere Größen berechnet. Dazu ist ein analytisches Modell der vertikalen Verteilung der zu messenden

Größen in Bodennähe notwendig. Es wird im allgemeinen angenommen, daß die Vertikalprofile der meteorologischen Elemente in der bodennahen Luftschicht ähnlich beschreibbar sind. Sie werden durch ein logarithmisches, linear-logarithmisches, exponentielles oder durch das exponential-logarithmische Gesetz beschrieben.

Bei adiabatischer Schichtung kann man die Windgeschwindigkeit u in der Höhe z über dem Boden beim Vorhandensein einer Vegetationsdecke auf folgende Weise ausdrücken

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z - d + z_0}{z_0} \quad (7)$$

Die Größe $D' = -d + z_0$ wurde von LETTAU (13) "zero point displacement parameter" genannt. KONSTANTINOW (7) bezeichnet die Größe $D = -D'$ als Dicke der Verdrängungsschicht und die Größe d als Dicke der tätigen Schicht für Wind. Die Größe z_0 wird üblicherweise Rauigkeitsparameter genannt, oder nach Konstantinow als Dicke der Rauigkeitsschicht. Die Größe $h = z - D$ hat GEIGER (14) als reduzierte Höhe definiert.

Die Aufgabe ist nun, auf Grund der Windmessung in vier Höhen die Unbekannten in der Gl. (7), d. h. u_*/κ , d und z_0 zu bestimmen. Die Lösung des Problems kann mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate gefunden werden, und zwar aus der Bedingung

$$\sum_{i=1}^n [u(z_i) - u_r(z_i)]^2 = \text{Minimum} \quad (8)$$

wobei i der Höhenindex und $u_r(z_i)$ die für Höhe z_i nach Gl. (7) berechnete Windgeschwindigkeit ist. Bei der Berechnung für Wald werden die Größen der Windgeschwindigkeit aus 26,9 m Höhe nicht verwertet. Das zur Berechnung verwendete Rechenschema wurde auf Grund einer Arbeit von ROBINSON (15) zusammengestellt. Dabei wurde das $\ln$ -Glied der Gl. (7) linearisiert. Dieses Rechenverfahren wurde durch Anwendung der orthogonalen Regression ergänzt. Die folgende Formel^{aus} (16) erlaubt die Neigung des Windprofils in

halblogarithmischen Koordinaten als Neigung einer Geraden der orthogonalen Regression zu bestimmen

$$\operatorname{tg} 2\alpha = \frac{2 \sum_{i=1}^4 (u(h_i) - \bar{u}) (\ln h_i - \overline{\ln h})}{\sum_{i=1}^4 (u(h_i) - \bar{u})^2 - \sum_{i=1}^4 (\ln h_i - \overline{\ln h})^2} \quad (9)$$

wobei α der Winkel zwischen der Geraden des Windprofils und der u -Achse ($\operatorname{ctg} \alpha = u_*/\chi$), h_i ($i = 1, \dots, 4$) die nach Gl.(8) berechneten reduzierten Höhen sind

$$\bar{u} = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 u(h_i)$$

$$\overline{\ln h} = \frac{1}{4} \sum_{i=1}^4 \ln h_i .$$

Die verbesserte Größe von z_0 erhält man aus der Beziehung

$$\overline{\ln h} = \bar{u} \operatorname{tg} \alpha + \ln z_0 .$$

Obwohl der Rechenaufwand zur Lösung dieser Frage groß war, zeichneten sich die berechneten Werte von z_0 und d durch eine große Streuung aus, und es war nicht möglich, sie für alle Tage zu ermitteln. Dies gilt vor allem für das Kartoffelfeld. Aus den berechneten Größen von d und z_0 wurden diejenigen ausgewählt, die nach der Abschätzung auf Grund der Temperaturregistrierung der neutralen Schichtung oder kleinen vertikalen Temperaturunterschieden entsprachen. Auf der Abb.7 sind die Werte von z_0 und d des Waldes in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit in 30,9 m Höhe über dem Boden (u_2) aufgetragen.

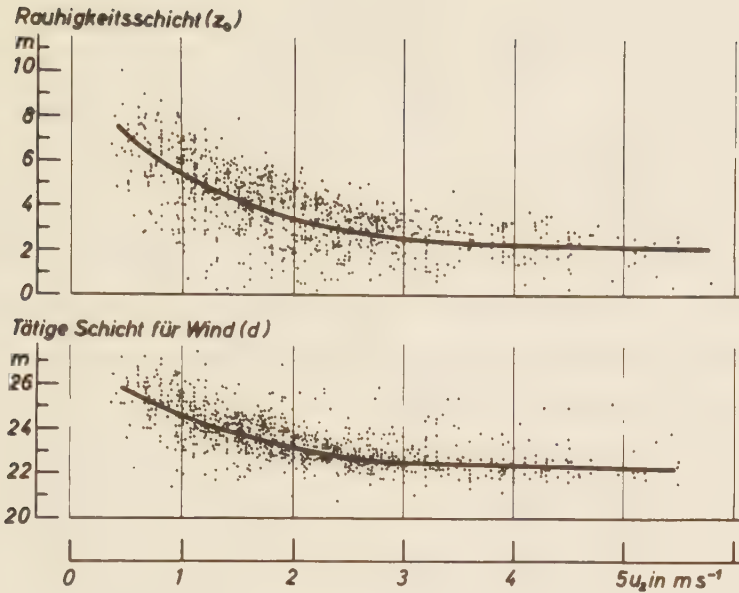


Abb. 7: Die Dicke der Rauhigkeitsschicht (z_0) und der tätigen Schicht für Wind (d) des Waldes in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit in 30,9 m Höhe.

Die Kurven der Abb. 7 kann man näherungsweise mit Hilfe von folgenden Zahlenwert-Gleichungen beschreiben,

$$d = \begin{cases} 0,55 u_2^2 - 3,1 u_2 + 27,1 & , \quad \text{für } u_2 \leq 2,5 \text{ ms}^{-1} \\ 0,15 u_2^2 - 1,3 u_2 + 25,1 & , \quad \text{für } u_2 > 2,5 \text{ ms}^{-1} \end{cases} \quad (10)$$

$$z_0 = \begin{cases} -0,31 u_2^3 + 2,2 u_2^2 - 6,38 u_2 + 9,9 & , \quad \text{für } u_2 \leq 2,5 \text{ ms}^{-1} \\ 0,15 u_2^2 - 1,4 u_2 + 5,5 & , \quad \text{für } u_2 > 2,5 \text{ ms}^{-1} \end{cases} \quad (11)$$

wobei d und z_0 die Dicke der tätigen Schicht für Wind und der Rauhigkeitsschicht ausgedrückt in m sind; u_2 ist die Windgeschwindigkeit in ms^{-1} . Nachdem die Berechnungen durchgeführt waren, hat es sich bei einer Kontrolle ergeben, daß die Konstante in der Gl. (10) für $u_2 > 2,5 \text{ ms}^{-1}$ 25,5 m

statt 25,1 m eingesetzt wurde. Der Unterschied von 0,4 m ist nicht von größerer Bedeutung ($d > 22$ m), außerdem beträgt u_2 im Durchschnitt weniger als 2 ms^{-1} . Aus Abb. 7 ersehen wir, daß die Dicke der Verdrängungsschicht ($d - z_0$) näherungsweise als konstant und gleich 19,6 m angenommen werden kann. Sie entspricht ungefähr der Höhe der größten Kronenbreite, berechnet nach BURGER (17) für die mittlere Bestandshöhe (vgl. Abb. 10).

Es ist von Interesse, unsere Ergebnisse mit denen von anderen Autoren zu vergleichen. Es gibt nur wenige Untersuchungen dieses Problems. BAUMGARTNER (9) erhielt für einen 5,55 m hohen Fichtenwald $D = 0,1$ m, $z_0 = 2,9$ m, $d = 3,0$ m. RAUNER (18) hat aus dem gleichen Material den Wert von $z_0 = 0,65$ m und $D = 3,2$ m gefunden. Auf Grund von eigenen Windmessungen über einem 17 m hohen dreischichtigen Laubwald fand RAUNER (19) z. B. bei einer Windgeschwindigkeit von 2,0 bis $3,5 \text{ ms}^{-1}$ $D = 8,5$ m und $z_0 = 2,7$ m. Nach seinen Angaben nimmt z_0 bei Zunahme der Windgeschwindigkeit zu, während die Größen D und d abnehmen. KONSTANTINOV (7) fand auch, daß mit der Zunahme der Windgeschwindigkeit die Dicke der Rauigkeitsschicht zunimmt, die der Verdrängungsschicht und der tätigen Schicht für Wind abnimmt. Für einen 26 m hohen Fichtenwald erhielt Konstantinov $z_0 = 0,577$ m, $D = 21,5$ m bei der Windgeschwindigkeit von $1,47 \text{ ms}^{-1}$ und $z_0 = 7,25$ m, $D = 10,0$ m bei der Windgeschwindigkeit von $3,76 \text{ ms}^{-1}$ in 3 m Höhe über dem Bestand. Solche Variationen von z_0 scheinen viel zu groß zu sein. Aus diesen Angaben ersehen wir, daß Rauner's und Konstantinov's Ergebnisse nicht ganz mit unseren übereinstimmen. Übereinstimmung finden wir im Verlauf der tätigen Schicht für Wind in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Die Größenordnung der von Rauner angegebenen Werte für D und z_0 (bezogen auf die Bestandshöhe) stimmt mit der Größenordnung unserer Ergebnisse überein. Die von Konstantinov angegebene Dicke der Verdrängungsschicht entspricht der entsprechenden

Größe von uns, seine Werte von z_0 bei kleiner Windgeschwindigkeit sind um eine Größenordnung kleiner als unsere. Es sei schließlich erwähnt, daß die Gl. (7), die zur Bestimmung der Parameter des Windfeldes benutzt wurde, nur ein Modell ist und nicht vollständig die Wirklichkeit beschreibt.

Für das Kartoffelfeld und für die Luzerne wurde die Abhängigkeit von d und z_0 von der Windgeschwindigkeit nicht untersucht. Die Werte dieser Parameter sind in den Abb. 8 und 9 im zeitlichen Verlauf aufgetragen. Ähnlich wie in Abb. 6 streuen auch hier die Werte sehr stark. Die aufgezeichneten Kurven wurden graphisch gemittelt. Nach einem Vorschlag, sie rechnerisch nachzuprüfen, hat sich herausgestellt, daß die Werte von d für das Kartoffelfeld bei großer Bestandshöhe bis 5 cm zu groß waren. Infolge der späteren Bestimmung der Faktoren $(\psi_r(Ri))$ und $\psi_L(Ri)$ durch eine Kombination der Austausch-Formeln mit der Wärmehaushaltsgleichung bleibt dieser Fehler ohne Einfluß auf die Bestimmung des Austauschkoeffizienten.

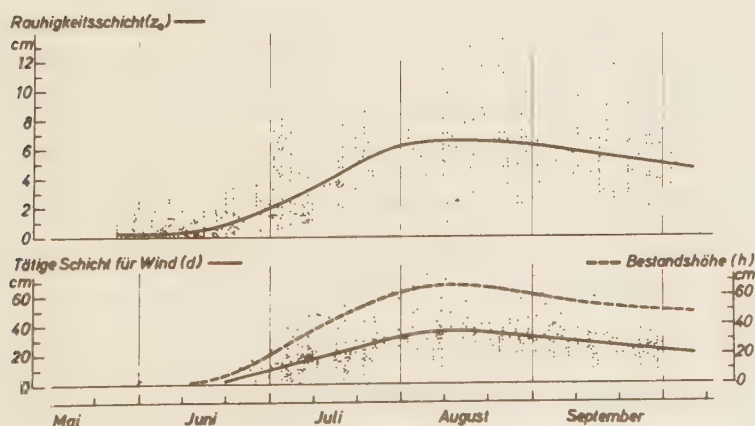


Abb. 8: Die Dicke der Rauigkeitsschicht (z_0) und der tätigen Schicht für Wind (d) des Kartoffelfeldes

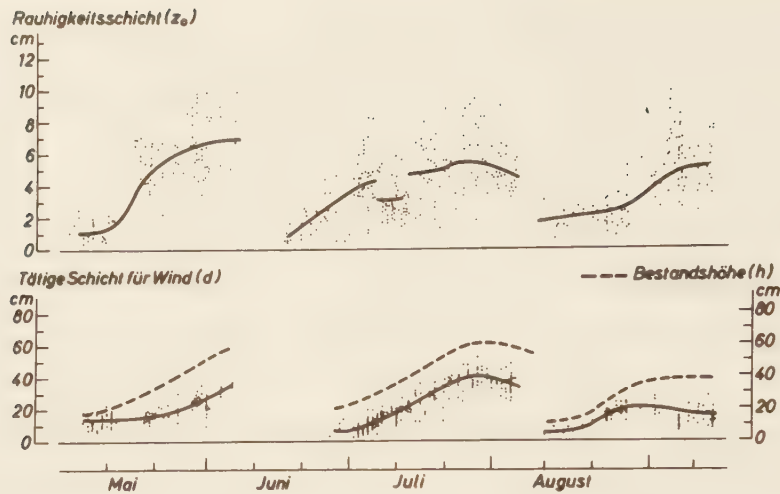


Abb.9: Die Dicke der Rauhigkeit (z_0) und der tätigen Schicht für Wind (d) des Luzernfeldes

Zu diesen Ergebnissen sei bemerkt, daß bei Nordwind eine Abnahme von z_0 des Waldes beobachtet wurde, was wahrscheinlich mit der kleinen Entfernung der Meßanlage von dem jüngeren Bestand in nördlicher Richtung zusammenhängt. Auf dem Kartoffelfeld machte sich der Einfluß der Siedlung Grub auf das Windprofil bemerkbar. Das wurde oft bei Westwind festgestellt, als die Größe von z_0 Null und die Größe von d um das ca. zweifache als normal größer wurde. Zum Schluß noch eine Diskussionsbemerkung über die Größen z_0 und D. Bei der meteorologischen Interpretation dieser Größen gibt es Meinungsverschiedenheiten. Manche Meteorologen betrachten z_0 und D als Rechengrößen. Die anderen, wie z.B. in (7), schreiben ihnen eine Bedeutung zu; in diesem Fall bezeichnet D die Dicke einer Schicht (vom Boden gerechnet). Bis zur oberen Grenze dieser Schicht wird der Luftstrom über einem bewachsenen Boden nach oben abgedrängt. Die darüber liegende Schicht mit der Dicke z_0 wird als Rauhigkeitsschicht bezeichnet.

A. Die äußeren tätigen Oberflächen für Wind, Temperatur und Feuchte

Bei einer dichten Vegetationsdecke verliert die Bodenoberfläche, wie GEIGER (14) schreibt, ganz ihre Eigenschaft als Grenzfläche zur Atmosphäre und als Sitz des Wärmeumsatzes. Diese Rolle übernimmt der Vegetationsbestand. Man kann nach VOJEJKOV von einer sogen. "äußeren tätigen Oberfläche" sprechen, die bei der Untersuchung der Profile meteorologischer Elemente theoretisch die Rolle der Erdoberfläche übernimmt. KONSTANTINOV definiert die Höhe der tätigen Oberfläche als Abstand zwischen der Erdoberfläche und dem Niveau, in welchem die innerhalb des Bestandes gemessenen meteorologischen Elemente (z.B. Temperatur und Feuchte) gerade noch mit dem entsprechenden, von außerhalb extrapolierten Profil übereinstimmen.

Die Höhe der tätigen Oberfläche für Windgeschwindigkeit wird dann mit der oberen Grenze der Rauigkeitsschicht identifiziert, ihre Höhe ist also gleich d. Es muß an dieser Stelle bemerkt werden, daß streng genommen die Höhe der tätigen Oberfläche für Wind nur eine Rechengröße ist, da in dem Niveau d über dem Boden die Windgeschwindigkeit meistens ungleich Null ist. Zum Beispiel nach der Untersuchung von UCHIJIMA und WRIGHT (20) über das Windprofil in und über einem Maisbestand findet in der oberen Schicht des Bestandes eine starke Zunahme der Windgeschwindigkeit statt. Unterhalb dieser Schicht bis in unmittelbare Bodennähe ist die Geschwindigkeit der horizontalen Luftbewegung sehr klein und wenig vom Abstand vom Boden abhängig. Nach Messungen von VAN ELMERN (21) beträgt die Windgeschwindigkeit in einem Kartoffelbestand 6,9 bis 12,7 % ihres Betrages in 2 m Höhe über dem Bestand. Auf Grund der Messungen von BAUMGARTNER (9) kann man ausrechnen, daß in 4,2 m Höhe über dem Boden in einem 5,55 m hohen Fichtenbestand die Windgeschwindigkeit 22,4 % ihres durchschnittlichen Betrages in 16 m Höhe ausmacht.

Zur Bestimmung der Temperatur- und Feuchtegradienten auf

Grund von Messungen über einem Vegetationsbestand müssen auch die Höhen der tätigen Oberflächen für Temperatur (D_t) und für Feuchte (D_f) in Betracht gezogen werden. Es ist nicht immer zulässig, D_t und D_f mit der oberen Grenze der tätigen Schicht für Wind zu identifizieren. Das betrifft vor allem den Wald. In (7) wurde auf Grund der Messungen in und über einem Weizenbestand gefunden, daß diese Höhe für Feuchte um ca. 5 cm höher lag als die für Wind und für Temperatur. Den Unterschied erklärte der Autor mit einer großen Transpiration aus der oberen Schicht des Bestandes. Für die niedrigen Vegetationsbestände werden wir den Unterschied zwischen D , D_t und D_f vernachlässigen. Für den Wald mußte diese Frage genauer untersucht werden.

Für diese Untersuchung ist es wichtig, sich die Meßhöhen der Psychrometer zu vergegenwärtigen. Bis zum 25. Mai befanden sich die Psychrometer in 30,9; 32,9 und 35,9 m Höhe über dem Boden. Am 25. Mai wurden die zwei unteren Psychrometer in 28,9 und 30,9 m Höhe aufgehängt und so blieben sie bis zum Abschluß der Messungen.

Auf Grund der Messungen im Mai haben wir mit Hilfe des linear-logarithmischen Papiers $D_f = 30,1$ m ermittelt. Die Messungen aus der späteren Zeit haben diesen Wert bestätigt. Zum Beispiel für die Schönwetterperiode vom 12.-21. August erhalten wir die folgenden Werte der spezifischen Feuchtigkeit q , ermittelt für die Tageszeit von 8 - 18 Uhr:

Höhe	28,9	30,9	35,9 m
q	6,980	7,036	6,927 gkg ⁻¹

Aus diesen Angaben ersehen wir, daß die spezifische Feuchtigkeit in 30,9 m Höhe größer ist als in den zwei anderen Niveaus. Die tätige Oberfläche für Feuchte liegt um mehrere Meter höher als die für den Wind. In der Höhe $D_f = 30,1$ m tritt die maximale absolute Feuchtigkeit am Tage auf. Die unter 30,1 m Höhe bestimmten Werte der spezifischen Feuchtigkeit können zur Berechnung des Stromes der latenten

Wärme über dem Wald nicht verwertet werden. Die Höhe der tätigen Oberfläche des Waldbestandes für Temperatur konnte auf Grund der durchgeführten Messungen nicht genau ermittelt werden. Das hängt mit dem Charakter des Temperaturfeldes im Wipfelraum zusammen. Außerdem ist die Temperaturmessung in drei Höhen bei sehr kleinen vertikalen Temperaturunterschieden nicht ausreichend. Während der Schönwetterperiode vom 12. bis 21. August betrug der mittlere maximale Temperaturunterschied zwischen 28,9 und 35,9 m Höhe 0,39 grd. am Tage. Bei einer Betrachtung der Temperaturregistrierung merkt man, daß sich das Temperaturfeld über dem Wald oft in einem nicht stationären Zustand befindet. Man beobachtet oft am Tage, daß Perioden mit wohl definierter überadiabatischer Schichtung mit Perioden abwechseln, in denen das Temperaturprofil vollkommen unregelmäßig verläuft. Das ist vor allem in der Luftschicht von 28,9 bis 30,9 m Höhe bemerkbar, wo das Temperaturfeld durch ungleichmäßige Bestrahlung der Bestandselemente in vertikaler und in horizontaler Richtung nicht homogen ist.

Auf Grund der momentanen Temperaturverteilung versuchten wir, die Größe von D_t für Wald durch Ablesen einzelner Meßpunkte eines deutlich ausgebildeten Temperaturprofils in der Schicht von 28,9 bis 35,9 m mit Hilfe linear-logarithmischen Papiers zu bestimmen. Auf diese Weise erhielten wir für D_t Werte zwischen 19 und 29,5 m, am häufigsten ca. 28 m. Zu einer genaueren Lösung dieser Frage sind Temperaturmessungen in mehreren Höhen in und über dem Bestand notwendig.

Die Abb. 10 zeigt die Bestandselemente des Waldes, aufgezeichnet nach BURGER (17), und die Parameter des Wind-, Temperatur- und Feuchteprofils. Gleichzeitig ist die Lage der Meßinstrumente skizziert.

Wie wir sehen, ergeben sich für den Wald erhebliche Unterschiede zwischen den Größen D , D_t und D_f . Bei der Berechnung der Ströme der latenten und der fühlbaren Wärme über

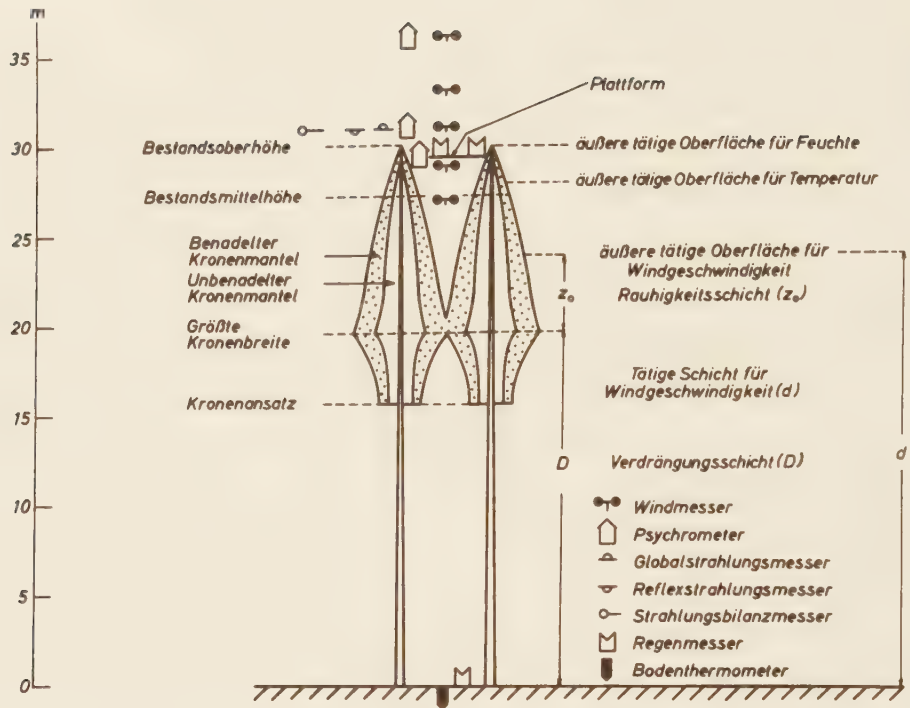


Abb.10: Modell eines Fichtenbestandes nach BURGER (17), Anordnung der Meßinstrumente und Lage der äußeren tätigen Oberflächen für Feuchte, Temperatur und Windgeschwindigkeit

dem Walde nach der Sverdrup-Methode und nach der halbempirischen Methode der turbulenten Diffusion können diese Unterschiede nicht außer acht gelassen werden.

V. DER WARMESTROM IM BODEN, IN DER BESTANDSMASSE UND
IN DER BESTANDSLUFT

Die Temperaturleitfähigkeit des Bodens a und der Bodenwärmestrom B wurden nach der Methode CEJTIN (22) berechnet. Durch Integration der Wärmeleitungsgleichung fand CEJTIN Ausdrücke für den Koeffizienten der Temperaturleitfähigkeit des Bodens und für den Bodenwärmestrom. Diese Ausdrücke wurden durch numerische und graphische Methoden ausgewertet. Den Ausgangspunkt der Berechnung bildet die zeitliche Änderung des Temperaturfeldes im Boden, das durch Messung bekannt ist.

Zur Anwendung dieser Methode müssen die Volumenwärme des Bodens γc und die Temperaturen an der Bodenoberfläche und in den Tiefen 5, 10, 15 und 20 cm bekannt sein. Die Temperatur der Bodenoberfläche und in 15 cm Tiefe wurde auf Grund der in 2, 5, 10 und 20 cm Tiefe gemessenen Werte logarithmisch extra- bzw. interpoliert. Die Genauigkeit der extrapolierten Oberflächentemperaturen für Tagstunden wurde auf Grund der Fourier'schen Formel für die Ausbreitung einer Temperaturwelle überprüft. Es hat sich ergeben, daß die nach der Fourier'schen Formel bestimmten Tiefenprofile der Temperatur durch Gerade auf halblogarithmischem Papier angenähert werden können. Extrapoliert man auf halblogarithmischem Papier einen für 5 cm und 2 cm Tiefe berechneten Wert der Temperatur bis 1 cm Tiefe, so erhält man die berechnete Temperatur der Bodenoberfläche. Der Fehler, der sich für die Oberflächentemperatur dabei ergibt, betrug in der Zeit von 9 bis 15 Uhr nicht mehr als 0,4 grd. In der Mittagszeit war er nicht größer als 0,1 grd. Das verwendete Extrapolationsverfahren ist auch aus folgendem Grund für praktische Zwecke zulässig:

Infolge verschiedenen Abschirmungsgrades durch den Bestand erhält der Boden an verschiedenen Stellen verschiedene Energiemengen. Dadurch ändert auch seine Temperatur von einer

zur anderen Stelle ihren Wert. Die Messung der Bodentemperatur an einer Stelle wird nicht immer dem mittleren Temperaturprofil der Umgebung entsprechen.

Die Volumenwärme des feuchten Bodens ρc wurde nach der Formel von GEIGER (14) berechnet. Die folgende Tabelle enthält einige mittlere Charakteristiken des trockenen und des feuchten Bodens mit einem Volumengehalt des Wassers von 30 % (ρ_s und c_s bedeuten die Dichte und die spezifische Wärme des trockenen Bodens, ρ , c und a gelten für den feuchten Boden).

Tabelle III: Einige Charakteristiken des trockenen und des feuchten Bodens

Meßplatz	ρ_s gcm^{-3}	c_s $\text{calg}^{-1}\text{grd}^{-1}$	$\rho_s c_s$ $\text{calgrd}^{-1}\text{cm}^{-3}$	ρc $\text{calgrd}^{-1}\text{cm}^{-3}$	a cm^2s^{-1}
Wald	0,95	0,218	0,206	0,443	0,0047
Kartoffel	1,26	0,223	0,279	0,495	0,0048
Luzerne	1,47	0,227	0,334	0,533	0,0073

Die Werte der Tabelle beziehen sich auf die obere 20 cm dicke Bodenschicht. Alle diese Größen - außer der Leitfähigkeit a - wurden zuerst für die Bodenschichten 0 - 5, 5 - 10, 15 - 20 cm Tiefe bestimmt. In der Tabelle sind die Mittelwerte angegeben. Nach dem auf Grund der Arbeit von CEJTIN zusammengestellten Rechenprogramm wurden für alle 6-Stunden-Abschnitte des Tages (0-6^h, 6-12^h, 12-18^h, 18-24^h) die Größe a , der Gesamtwärmestrom und seine Mittelwerte für einzelne Stunden berechnet. Die für den Wald und für das Kartoffelfeld erhaltenen Größen von a zeigten eine Streuung; deswegen wurden an ihre Stelle bei der Berechnung von B entsprechende Mittelwerte eingesetzt. Auf Abb.11 sind einige Beispiele zum Tagesverlauf des Bodenwärmestromes bei unbedeckter Bodenoberfläche und bei

verschiedener Vegetation angegeben.

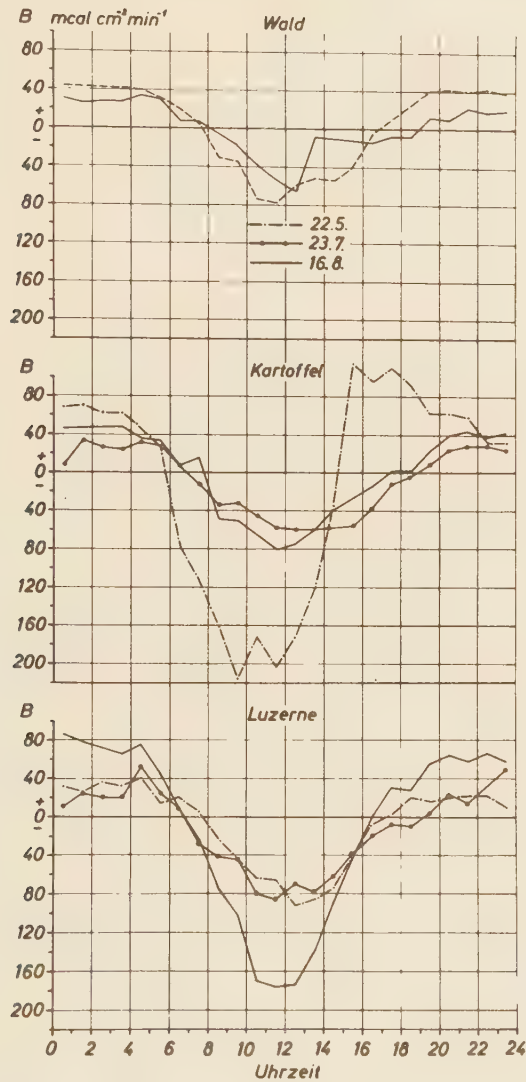


Abb.11: Tagesverlauf des Bodenwärmestromes. Die gestrichelte Linie auf dem Bild für Wald zeigt den Tagesverlauf des Gesamtwärmestromes im Boden, in der Bestandsmasse und in der Bestandsluft am 16.8.1965. Auf dem Bild für das Kartoffelfeld ist durch die strich-punktierte Linie der Wärmestrom im unbewachsenen Boden am 22.5.1965 dargestellt.

Wir ersehen, daß durch den Einfluß der Vegetation der Wärmestrom im Boden abgeschwächt wird. FRANKENBERGER (23) charakterisiert diesen Einfluß durch den Quotienten aus den Summen der absoluten Beträge

$$m = \frac{\sum_{0}^{24} |B|}{\sum_{0}^{24} |Q|}$$

und liefert für ein gepflügtes Feld $m = 0,30$, für ein Stoppelfeld $m = 0,22$, für verschiedene landwirtschaftliche Kulturen $m = 0,11$. Die Abhängigkeit des Bodenwärmestromes unter verschiedenen Vegetationsbeständen von der Globalstrahlung untersuchte VAN EIMERN (21). Nach seinen Angaben speicherte der unbewachsene Boden in der Zeit von 7 bis 14 Uhr 30 % der Globalstrahlung, der grasbewachsene Boden 12 %, das Weizenfeld 13 %, das Kartoffelfeld 16 %. MONTEITH (24) hat gefunden, daß bei einer 24-stündigen Strahlungsbilanz von 294 calcm^{-2} der Boden unter dem Gras 32 calcm^{-2} gespeichert hat, unter einem 75 cm hohen Kartoffelbestand 33 calcm^{-2} , unter einem 100 cm hohen Weizen 27 calcm^{-2} , was 11, 11 und 9 % entspricht. Nach BAUMGARTNER (2) beträgt das Verhältnis der Tagesmittel von B und Q unter Berücksichtigung des Vorzeichens im Gegensatz zu m für unbewachsenen Boden 0,15 - 0,30, für kurzes Gras 0,15, für Getreide 0,10, für hohes Gras 0,05 und für Wald 0,02 - 0,03. Die Tagessummen von m, B, Q und B/Q haben wir für die auf Abb.11 angeführten Tage berechnet. Die Ergebnisse sind in der Tabelle IV angegeben. Beigefügt sind die Angaben über die Bestandshöhe und über die mittlere Bedeckung des Himmels. Unsere Werte für m für das Ackerland, für das Kartoffelfeld und für die Luzerne stimmen mit denen von FRANKENBERGER

Tabelle IV: Einige Charakteristiken des Wärmestromes im unbewachsenen Boden
und unter verschiedenen Vegetationsbeständen

Datum	Bestand	Bestands- höhe cm	m %	B (calcm ⁻² d ⁻¹)	Q }	B/Q %	Mittlerer Be- deckungsgrad
22.5.	Ackerfeld	-	31,8	-16,86	344,58	4,9	3,7
	Luzerne	35	13,6	-11,04	278,22	4,0	
23.7.	Kartoffel	55	11,3	-12,18	345,90	3,5	4,5
	Luzerne	55	12,2	-16,80	372,12	4,5	
16.8.	Wald	2720	7,4	1,68	308,64	0,5	3,9
	Kartoffel	70	17,8	1,14	245,94	0,5	
	Luzerne	14	29,7	-12,12	263,10	4,6	

gut überein. Für den Wald erhalten wir $m = 0,07$. Das Verhältnis B/Q für landwirtschaftliche Bestände ist bei uns etwas kleiner als der von BAUMGARTNER angegebene Wert für ein hohes Gras. Am 16. August war B/Q des Waldes und des Kartoffelfeldes positiv und betrug 0,5 %.

Zum Tagesverlauf des Wärmestromes im Waldboden im allgemeinen und im Ackerboden am 22. Mai sollen einige Bemerkungen angeführt werden. Ein Verlauf des Wärmestromes im Waldboden, wie auf der Abb. 11 dargestellt, wird meistens an schönen Tagen beobachtet. Die ungewöhnliche Gestalt der Kurve ist durch die Beschattung des Bodens durch den Bestand bedingt. Die berechneten Größen des Bodenwärmestromes entsprechen in diesem Fall nicht seinem mittleren Wert, bezogen auf eine größere Fläche. Die Tagessummen von B liefern sogar für schöne Tage oft kleine positive Werte (im August ca. 0,5 % von Q). Die Lösung dieser Frage wurde durch gleichzeitige Betrachtung des Tagesverlaufes von B , P (Wärmestrom in der Bestandsmasse) und P_1 (Wärmestrom in der Bestandsluft) gesucht. Für die Schönwetterperiode vom 12. - 19. August wurden die Stundenmittelwerte von $B_p = B + P + P_1$ als Funktion der Strahlungsbilanz Q aufgetragen. Danach wurde folgende Beziehung graphisch ermittelt:

$$B_p = -c_1 Q + c_2 \quad (12)$$

Dabei ist $c_1 = 0,125$, $c_2 = 30 \text{ mcalcm}^{-2} \text{min}^{-1}$. Die mittlere quadratische Abweichung des Stundenmittelwertes von B_p beträgt ca. $\pm 20 \text{ mcalcm}^{-2} \text{min}^{-1}$. Bei unbedecktem Boden kann sie größer sein. Der Tagesverlauf von B_p des Waldes am 16. August ist auf Abb. 11 mit einer gestrichelten Linie gekennzeichnet. Die Größen von P und P_1 wurden auf Grund der im September durchgeführten Messungen über die Bestands- und Lufttemperatur in 2 m Höhe berechnet. Eine frühere Durchführung dieser Messungen war nicht möglich.

Die Größe P wurde unter der Voraussetzung einer horizontalen, homogenen Holzschicht von $5,87 \text{ gcm}^{-2}$ berechnet. Die spezifische Wärme von $0,6 \text{ calg}^{-1} \text{ grd}^{-1}$ und die Dichte des Holzes von $0,85 \text{ gcm}^{-3}$ wurden aus der Arbeit von BAUMGARTNER (9) entnommen.

Die stündlichen Änderungen der Luft-Enthalpie wurden für eine 20 m hohe Luftschicht berechnet. Die Ergebnisse, ermittelt für den Zeitraum vom 16. - 18. September (mittlere tägliche Bedeckung des Himmels 0,3; 0,3; 4,6) sind auf Abb.12 dargestellt.

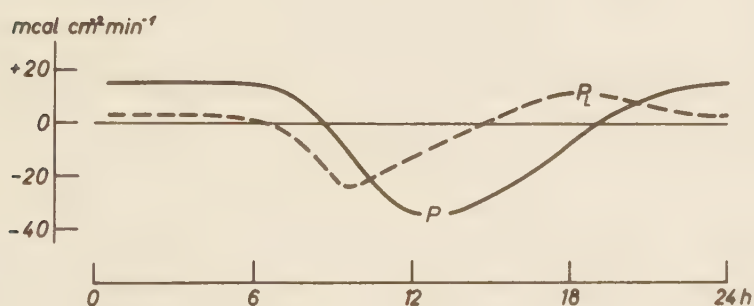


Abb.12: Tagesverlauf des Wärmestromes in der Bestandsmasse (P) und in der Bestandsluft (P_1) des Waldes

Die Angaben für den 22. Mai der Abbildungen 11 und 13 zeigen den Tagesverlauf des Wärmestromes und der Temperatur im unbewachsenen (Kartoffelfeld) und bewachsenen (Luzernefeld) Boden (2 cm Tiefe) bei einer großen Windgeschwindigkeit von $6 - 7 \text{ ms}^{-1}$ am Tage.

Aus diesen Abbildungen ersehen wir eine zeitliche Verschiebung der entsprechenden Kurven für die beiden Meßstellen sowie auch die verschiedenen Tagesamplituden der dargestellten Größen. Der Unterschied zwischen der maximalen und der minimalen Temperatur in 2 cm Tiefe unter dem 35 cm hohen

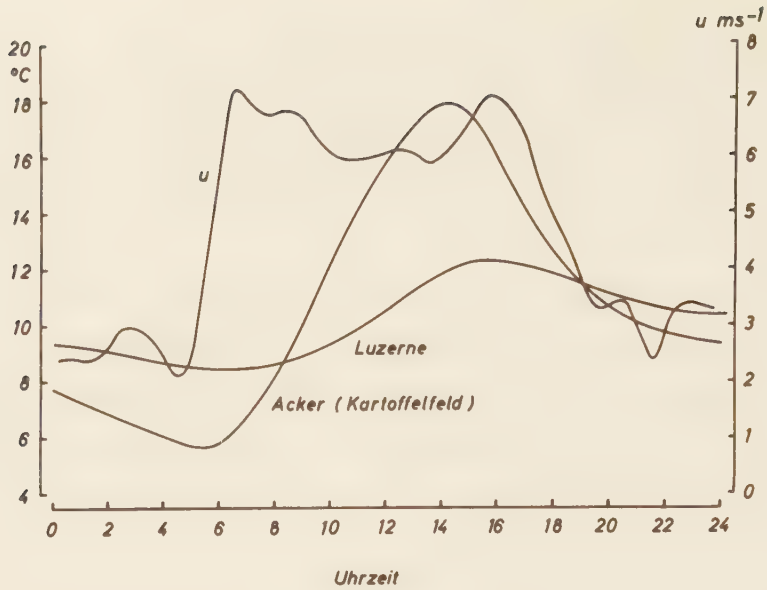


Abb.13: Tagesverlauf der Windgeschwindigkeit (u) in 2 m Höhe und der Bodentemperatur in 2 cm Tiefe im Acker (Kartoffelfeld) und unter dem Luzernenbestand am 22.Mai 1965

Luzernebestand beträgt während der 24 Stunden 3,8 grd, im unbewachsenen Boden 12,3 grd. Auffallend ist auf Abb.11 eine schnelle Zunahme des Bodenwärmestromes im Ackerboden (Kartoffelfeld) am 22.Mai nachmittags. Schon vor 15 Uhr wechselt der Bodenwärmestrom sein Vorzeichen, während die Strahlungsbilanz noch positiv ist. Das war mit dem Zufluß von kühler Luft bei großer Windgeschwindigkeit verbunden. Auf diese Weise gibt der Boden bis zu den Abendstunden einen großen Teil der Wärmeenergie ab, die er während des Tages gespeichert hat. An dem nahe gelegenen Luzernefeld beobachten wir gleichzeitig einen normalen Verlauf des Wärmestromes im Boden. Dieser Vergleich zeigt, daß der Einfluß der Windgeschwindigkeit auf den Bodenwärmestrom unter einem dichten Vegetationsbestand klein ist. "Die Vegetation", wie GEIGER schreibt, "mildert das Klima, sie macht es ozeanischer."

Ähnlich wie für den Wald kann man den Bodenwärmestrom unter dem Kartoffel- und Luzernenbestand mit Hilfe der Gl. (12) darstellen. Die Änderung der Koeffizienten c_1 und c_2 mit der Bestandshöhe kann man annähernd durch die Angaben folgender Tabellen charakterisieren:

Tabelle V: Koeffizienten c_1 und c_2 für den Kartoffelbestand

Monat	Juni	Juli	August	September
Bestandshöhe	10	55	70	50 cm
c_1	(0,38)	0,130	0,190	0,270
c_2	(35)	24	35	35 $\text{mcalcm}^{-2}\text{min}^{-1}$

Tabelle VI:Koeffizienten c_1 und c_2 für den Luzernenbestand

Bestandshöhe	10	20	30	40	50	60 cm
c_1	0,300	0,230	0,170	0,135	0,110	0,095
c_2	43	38	30	20	12	8 $\text{mcalcm}^{-2}\text{min}^{-1}$

Für den unbedeckten Ackerboden im Oktober ergab sich $c_1=40$ und $c_2=33 \text{ mcalcm}^{-2}\text{min}^{-1}$, wobei die Streuung der Einzelwerte größer war als bei den in den Tabellen V und VI angegebenen Werten. Auf Grund dieses Wertes von c_1 und desjenigen für 40 cm Höhe des Kartoffelbestandes wurde der in Tab.V für 10 cm Bestandshöhe gegebene Koeffizient c_1 durch Interpolation ermittelt. Der ihm entsprechende Wert von c_2 wurde abgeschätzt. Die oben angegebenen Charakteristika des Bodenwärmestromes unter den Vegetationsbeständen beziehen sich vor allem auf Schönwetterlagen mit kleiner Himmelsbedeckung. Während solcher Tage werden aber die meisten kurzfristigen Wärmehaushaltsuntersuchungen durchgeführt. Für die Mehrzahl

der Tage mit mittlerer und großer Bewölkung ist die Tagessumme von B_p sehr klein und kann in der Wärmehaushaltsberechnung vernachlässigt werden.

Der Wärmestrom im Kartoffelbestand wurde in den Angaben der Tabelle V vom Ende Juli berücksichtigt. Er wurde unter der Annahme bestimmt, daß sich die Bestandstemperatur genauso wie die Temperatur der Bodenoberfläche ändert. Seine Größen betragen von $6 \text{ mcalcm}^{-2}\text{min}^{-1}$ in der Nacht, bis $-20 \text{ mcalcm}^{-2}\text{min}^{-1}$ während des Tages. Sie waren im Durchschnitt kleiner als die Meßgenauigkeit der Strahlungsbilanz. Der Wärmestrom im Luzernenbestand wurde vernachlässigt.

VI. UNTERSUCHUNG EINZELNER MODELLTAGE

Die Sverdrup-Methode und ihre verbesserte Fassung nach (7) werden als Grundlage der Wärmehaushaltsberechnung genommen. Diese liefern aber ungenaue Werte von V und L bei kleinen Temperatur- und Feuchtegradienten und bei kleinen Absolutwerten von $(Q + B)$. Es wird aus diesem Grunde notwendig, noch ein anderes Verfahren zu verwenden, durch das man die Sverdrup-Methode in den genannten Fällen ersetzen kann. Als solches nehmen wir die Methode der turbulenten Diffusion. Die größte Schwierigkeit in der Anwendung dieser Methode besteht in der Bestimmung der Funktion $\varphi(R_i)$. Diese wird auf Grund verschiedener Annahmen über den Austauschmechanismus abgeleitet. In manchen Fällen kann man diese Funktion mit Hilfe der Wärmehaushaltsgleichung genauer bestimmen. Mit einer solchen Bestimmung von $\varphi(R_i)$ für verschiedene Bestandshöhen kann man die Austauschmethode in den Fällen verwenden, in denen die Sverdrup-Methode versagt. In der Modelluntersuchung werden einige Austauschmethoden mit der Wärmehaushaltsgleichung verglichen. Eine von ihnen wird danach probeweise zur Berechnung von V und L für die ganze Vegetationsperiode neben der Sverdrup-Methode verwendet.

Es handelt sich um die Methoden zur Bestimmung des Austauschkoeffizienten nach LETTAU (25), nach BUDYKO (26) und nach KONSTANTINOV (7).

Die in der Berechnung verwendeten Größen des aktuellen Dampfdruckes wurden nach der Formel aus dem Meteorologischen Taschenbuch (27) bestimmt, die des Sättigungsdampfdruckes über dem Wasser nach GOFF und GRATCH (28), die spezifische Feuchtigkeit und die Luftdichte wurden nach dem Lehrbuch von BELINSKI (29) berechnet, die Verdampfungswärme für Wasser als Funktion der Temperatur nach der Formel von MATVEEV (30).

Die Formeln zur Bestimmung des Austauschkoeffizienten werden auf folgende Weise ausgedrückt:

Nach LETTAU

$$A_L = \frac{A_a}{[\varphi_L(Ri)]^2} \quad (13)$$

$$\text{mit } \varphi_L(Ri) = 1 + \frac{g}{T_m} \frac{l^2}{u_*^2} \frac{dT}{dz},$$

wobei g die Schwerebeschleunigung, T_m die mittlere Lufttemperatur zwischen der unteren und der oberen Meßhöhe in $^{\circ}\text{K}$, u_* die Schubspannungsgeschwindigkeit ist.

Bei der Methode BUDYKO, umgewandelt von GANDIN, wird der Koeffizient der turbulenten Diffusion K_B (in m^2s^{-1}) für eine Höhe z bestimmt:

$$K_B = \alpha^2 z \frac{du}{d \ln z} \varphi_B(Ri) \quad (14)$$

$$\text{mit } \varphi_B(Ri) = 1 - \frac{gH_o}{T_m} \frac{dT/d \ln z}{(du/d \ln z)^2},$$

wobei H_o die Höhe der bodennahen Luftschicht ist. Bei $H_o = 30 \text{ m}$ beträgt gH_o/T_m ungefähr $1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}/\text{grad}$.

In den Methoden von LETTAU und BUDYKO wird für Transport der latenten und der fühlbaren Wärme der gleiche Wert des Austauschkoeffizienten genommen.

Nach (7) ist für Transport der latenten Wärme

$$A_v = A_a \varphi_v(Ri) \quad (15)$$

$$\text{mit } \varphi_v(Ri) = 1 + 0,72 (\sqrt{1 - \sigma Ri} - 1), \quad (15a)$$

für Transport der fühlbaren Wärme

$$A_l = A_a \varphi_l(Ri) \quad (16)$$

$$\text{mit } \varphi_l(Ri) = \sqrt{1 - \sigma Ri}. \quad (16a)$$

Hierbei ist σ durch folgende Zahlenwertgleichung ausgedrückt: $\sigma = 28 \cdot z_0$ mit z_0 in cm. Die Formeln (15a) und (16a) wurden aus Beobachtungen erhalten. Sie zeigen einen Zusammenhang zwischen dem Faktor $\varphi(R_i)$ und der Dicke der Rauigkeitsschicht. Nach ihrer Form ähneln sie den bekannten Formeln von ROSSBY und MONTGOMERY (31), von HOLZMAN (32) und OBUCHOV (33), die auf Grund theoretischer Überlegung erhalten wurden.

Die Berechnung wurde für die Schönwetterperiode vom 12. bis 21. August 1965 durchgeführt.

Eine Analyse der Temperaturregistrierung über dem Kartoffel- und dem Luzernfeld ließ vermuten, daß zur Bestimmung der Temperatur- und Feuchtegradienten die Temperaturwerte aus zwei Höhen (0,2 und 2,0 m) ausreichen. Die zweimalige Berechnung von V und L (für Höhenkombinationen 0,2; 2,0 m und 0,2; 0,8; 2,0 m) bestätigte diese Vermutung. Dieses Ergebnis war für die Digitalisierungsarbeit von Bedeutung, weil durch Auswertung der Temperaturregistrierung für zwei anstatt drei Höhen Zeit und Geld gespart wurde.

Die Formeln (15a) und (16a) versagen, wenn die Wurzel imaginär wird, was bei stabiler Schichtung passieren kann. Bei positiven Werten von R_i wird daher $\varphi_w(R_i) = \varphi_l(R_i) = (1 + \sigma R_i)^{-1/2}$ gesetzt.

Im folgenden wird über die für Kartoffel- und Luzernfeld erhaltenen Ergebnisse berichtet.

Die beste Übereinstimmung mit der Wärmehaushaltsgleichung ergaben die Gl. (15) und (16) für Luzerne. Die Ergebnisse sind in folgender Tabelle angegeben:

Tabelle VII: Mittelwerte der Wärmehaushaltsglieder des
Luzernfeldes vom 12. - 21. August

	V	L	(V+L)	(Q+B)	$\Delta V/V \cdot 100$
	(mcal cm ⁻² min ⁻¹)				
Wärmehaushaltsgleichung (Sverdrup-Methode)	-158	-28	-186	180	2,5
Wärmehaushaltsgleichung (Sverdrup-Methode, aber mit $\varphi_r(R_i)$ und $\varphi_l(R_i)$ nach Gl.(15a), (16a)	-154	-31	-185		-
nach LETTAU	-132	-14	-146		-14
nach BUDYKO	-180	-40	-220		17
Gl.(15) und (16), A _a nach (4)	-161	-27	-188		4,5

In der letzten Spalte der Tabelle VII sind die Unterschiede der Verdunstungswerte gegenüber dem aus Gl.(5) erhaltenen Wert angegeben. Die bei der Mittelung verwendeten Einzelwerte wurden bei stabiler Schichtung in allen vier Methoden durch die nach Gl.(15) und (16) erhaltenen Werte ersetzt (Zeile 5 der Tabelle VII). Der Fehler, den man damit macht, erscheint als Unterschied der Werte für (V + L) gegenüber denen von (Q + B), die bei der Wärmehaushaltsmethode exakt übereinstimmen müßten. Er beträgt ca.3 % (siehe Zeile 1 und 2 der Tabelle VII) und stammt größtenteils aus dem L-Glied (die Werte von V sind bei Nacht um ein Mehrfaches kleiner als die von L).

Die Mittelwerte von V, berechnet nach der Wärmehaushaltsmethode bei $\varphi_r(R_i) = \varphi_l(R_i)$, unterscheiden sich nur wenig von denen, die bei $\varphi_r(R_i) \neq \varphi_l(R_i)$ erhalten wurden. Der Unterschied beträgt im Durchschnitt 2,5 %. Die Differenzen zwischen entsprechenden Stundenmittelwerten erreichen am Tage bis 20 mcalcm⁻²min⁻¹, wobei die Absolutwerte von V, erhalten bei $\varphi_r(R_i) \neq \varphi_l(R_i)$ kleiner sind. Das bedeutet,

daß der Austauschkoeffizient für den Stoff-Transport kleiner ist als der für fühlbare Wärme.

Die Methode von LETTAU berücksichtigt die Temperaturschichtung zu schwach, die von BUDYKO zu stark.

Die Berechnungen für das Kartoffelfeld sind schlechter als für Luzerne ausgefallen. Alle Austauschmethoden ergaben zu hohe Werte der Wärmeströme, und zwar die Methode von LETTAU um 24 %, die von BUDYKO um 42 %. Die Gl.(15) und (16) haben zwei- bis dreifach zu hohe Werte geliefert. Die für stabile Schichtung berechneten Größen von L und V wurden nach Austauschmethoden bis zehnmal zu groß.

Dieses Ergebnis ist auf die Bestimmung des Austauschkoeffizienten aus dem Windprofil zurückzuführen und kann erläutert werden. Bei kleiner Windgeschwindigkeit, die über dem Kartoffelfeld von August an oft herrschte, wird die durch die unteren Windmesser registrierte Windgeschwindigkeit kleiner als ihre wirkliche mittlere Größe sein. Das rührt von der Größe der Anlaufgeschwindigkeit her. Dadurch werden die aus dem Windprofil berechneten vertikalen Gradienten der horizontalen Windgeschwindigkeit zu groß. Dazu muß noch eine andere Erscheinung in Betracht gezogen werden. Bei kleiner Windgeschwindigkeit, vor allem während der Nacht, wird die aktuelle Dicke der Verdrängungsschicht mit der Bestandshöhe vergleichbar. Die Dicke der Verdrängungsschicht wird also bei großen Bestandshöhen bis ca. 20 cm größer als ihr mittlerer Wert. Wird dieser Unterschied nicht berücksichtigt, ergeben sich bis zu 60 % zu hohe Werte des Austauschkoeffizienten. Der Einfluß der Siedlung Grub spielt hier möglicherweise auch eine Rolle. Es sei hier im voraus erwähnt, daß ähnliche Probleme auf dem Luzernfeld im September aufgetreten sind.

Die nach Gl.(15) und (16) erhaltenen Ergebnisse veranlaßten, die Abhängigkeit zwischen z_0 und σ auf Grund der Wärmehaushaltsgleichung zu untersuchen. Setzt man V und L , ausgedrückt nach der Methode der Turbulenz - Gl.(2) und (3) - in

die Wärmehaushaltsgleichung - Gl.(1) - unter Berücksichtigung von Gl.(15a) und (16a) ein, dann erhält man

$$\sigma = \frac{1 - n^2}{Ri} , \quad (17)$$

wobei $n = \frac{Q + B + 0,28 A_a r (dq/dz)}{A_a [c_p (dT/dz) + 0,72 r (dq/dz)]}$.

Die Berechnung nach dieser Formel wurde für das Kartoffel- und das Luzernfeld durchgeführt. Für ausgewählte Tage wurden die Mittelwerte von σ für die Zeit von 9 bis 16 Uhr bestimmt. Danach wurden so erhaltene Mittelwerte von σ noch einmal für bestimmte Größen von z_0 ermittelt. Die Ergebnisse sind in Abb.14 dargestellt.

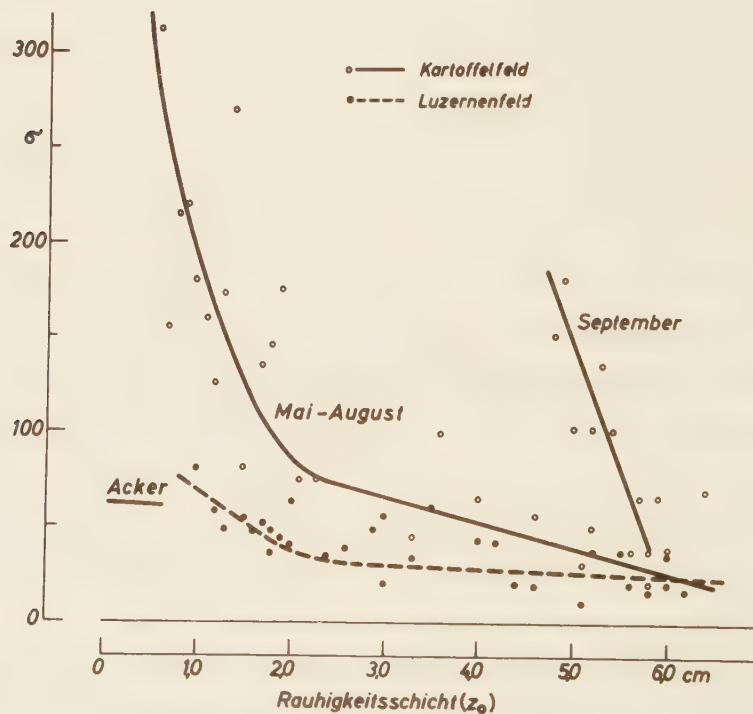


Abb.14: Parameter σ in Abhängigkeit von der Dicke der Rauigkeitsschicht für Acker, Kartoffel- und Luzernfeld

Aus dem Bild entnehmen wir, daß für $z_0 \leq 0,6$ cm $\sigma \approx 60$. Das gilt für Ackerland. Der Wert von σ für das Kartoffelfeld ändert sich in einem großen Bereich. Die großen Werte von σ für das Kartoffelfeld bei $0,6 < z_0 \leq 2$ cm entsprechen einer Zeitperiode, in der die vertikalen Gradienten der horizontalen Windgeschwindigkeit (Mittelwert für 1 m Höhe $0,29 \text{ s}^{-1}$) sehr klein waren. Vom Anfang Juli ($z_0 = 2$ cm) bis Ende August ($z_0 = 6,2$ cm) nimmt σ von 80 bis auf 25 ab. In der gleichen Zeit zeigt der mittlere Windgradient in 1m Höhe folgenden Verlauf:

Anfang Juli beträgt er ca. $0,40 \text{ s}^{-1}$, Anfang August erreicht er das Maximum $0,78 \text{ s}^{-1}$, danach ist er bis Ende August durch einen fast konstanten Wert von ca. $0,65 \text{ s}^{-1}$ charakterisiert. Im September nimmt σ von 50 bis 150 zu. Gleichzeitig wird eine Abnahme von z_0 und des Gradienten der Windgeschwindigkeit beobachtet.

Über dem Luzernenfeld sehen die Verhältnisse etwas einfacher aus. Bei kleinen Werten von z_0 (1 bis 2 cm) nimmt σ von 70 bis 35 ab; der Mittelwert beträgt ca. 50. Bei größeren Werten von z_0 wird nur eine schwache Abnahme von σ (35 bis 25) mit der Zunahme von z_0 beobachtet. Sie ist viel schwächer als über dem Kartoffelfeld. Eine deutliche Zunahme des Windgradienten mit der Zunahme von z_0 wurde nur von Juni bis September festgestellt.

In der Literatur findet man einige Angaben über σ , die nicht auf Grund der Wärmehaushaltsgleichung bestimmt wurden. ROSSBY und MONTGOMERY (31) haben für stabile Schichtung $\sigma = 40$ angegeben. Nach SVERDRUP (34) ist $\sigma = 11$, auch bei stabiler Schichtung. In den beiden Arbeiten wurde $\varphi(Ri) = (1 + \sigma Ri)^{-1/2}$ gesetzt. BROOKS und Mitarbeiter (35) haben bei stabiler und bei labiler Schichtung $\sigma = 50$ verwendet.

In einem großen Änderungsbereich sind die von uns erhaltenen Werte von σ mit denen von ROSSBY und MONTGOMERY und von BROOKS und Mitarbeitern vergleichbar. Unsere Ergebnisse zei-

gen, daß die Formeln von KONSTANTINOV ((Gl.15a) und (16a)) nicht als allgemeingültig angesehen werden können. Sie können nur für bestimmte Werte von z_0 angewendet werden. Ihr Vorteil liegt in der Bestimmung unterschiedlicher Austauschkoefizienten für Transport der latenten und fühlbaren Wärme.

Im folgenden werden einige Beispiele der durchgeführten Berechnungen angegeben. In Abb.15 ist der Tagesverlauf des Austauschkoefizienten über dem Luzernenfeld am 14.August, berechnet nach verschiedenen Formeln, angegeben.

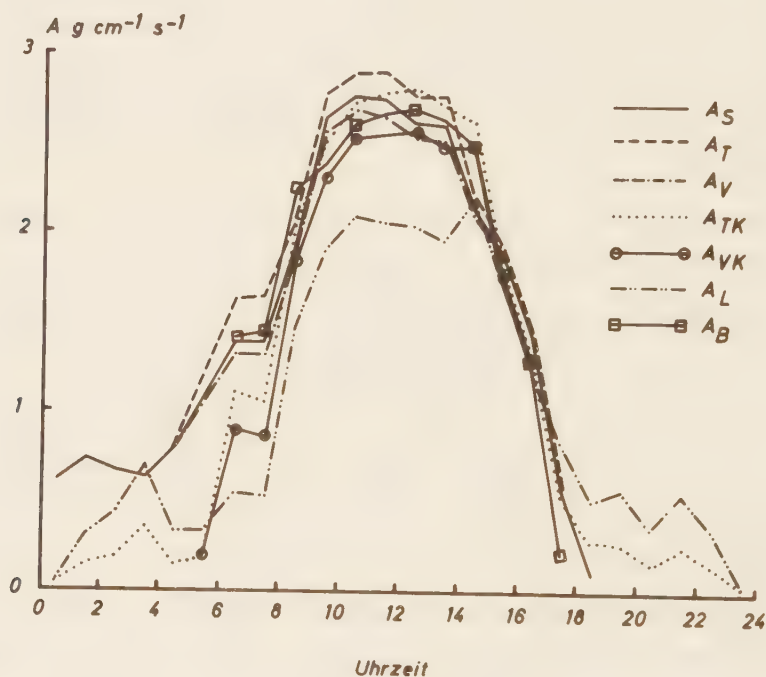


Abb.15: Tagesverlauf des Austauschkoefizienten (ermittelt nach verschiedenen Formeln) über dem Luzernenfeld in 1 m reduzierter Höhe am 14.August 1965.

A_S : Sverdrup-Methode; A_T und A_V : für Strom der fühlbaren und latenten Wärme nach verbesserter Wärmehaushaltsmethode nach (7); A_{TK} und A_{VK} : für Strom der fühlbaren und latenten Wärme nach Gl.(15) und (16).
 A_L : nach LETTAU; A_B : nach BUDYKO

Bei Verwendung der Gl.(15a) und (16a) wurde bei stabiler Schichtung $\varphi_v(R_i) = \varphi_l(R_i) = (1 + \sigma R_i)^{-1/2}$ gesetzt. In diesem Beispiel sehen wir eine gute Übereinstimmung der nach verschiedenen Methoden berechneten Austauschkoeffizienten. Die Methode von LETTAU zeigt eine größere Abweichung. Der Unterschied zwischen den Austauschkoeffizienten für fühlbare und für latente Wärme ist sehr klein, nur in der Mittagszeit erreicht er größere Beträge. Der maximale Wert des Austauschkoeffizienten für fühlbare Wärme beträgt $2,9 \text{ gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ und ist um 8,8 % größer als der entsprechende Wert für latente Wärme. Während der Nacht (0 - 4 Uhr) liefert die Wärmehaushaltsmethode einen Austauschkoeffizienten von $0,67 \text{ gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$; die Austauschmethoden nach KONSTANTINOV und LETTAU liefern zu gleicher Zeit die Werte von 0,67 bis 0,07 $\text{gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$:

Auf dem nächsten Bild ist der Tagesverlauf von $\varphi_v(R_i)$ und $\varphi_l(R_i)$ nach Gl.(15a) und (16a) dargestellt.

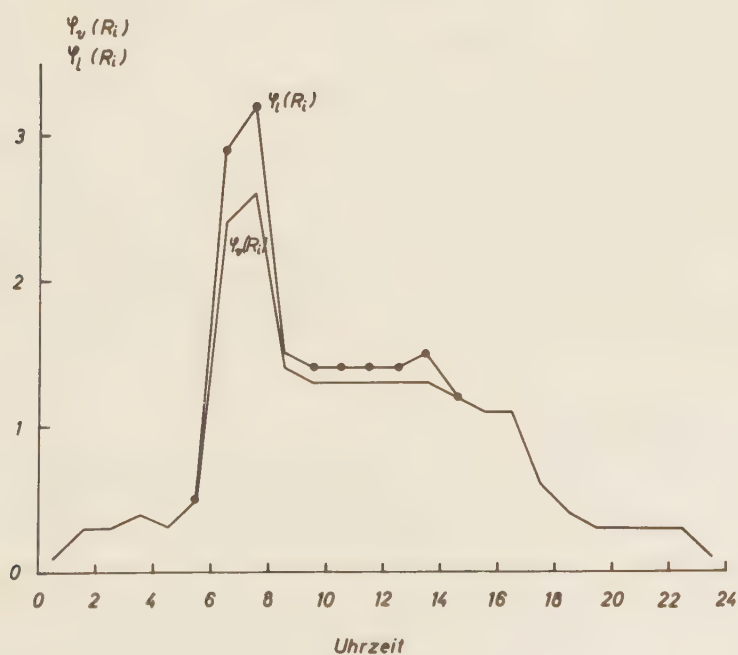


Abb. 16: Tagesverlauf von $\varphi_v(R_i)$ und $\varphi_l(R_i)$ für das Luzernfeld am 14. August 1965

Eine große Zunahme beider Faktoren findet in den 2 Stunden nach dem Wechsel der Temperaturschichtung am Morgen statt. Diese Erscheinung tritt öfters an schönen Tagen auf und wird von kleinen Gradienten der Windgeschwindigkeit und der Lufttemperatur begleitet. Der effektive Austauschkoefizient ist in der Mittagszeit bis um das 1,4-fache größer als A_a , in der Nacht beträgt sein Minimum 0,1 von A_a . Aus dem Bild ist auch der Unterschied zwischen $\varphi_{\sim}(Ri)$ und $\varphi_L(Ri)$ zu erkennen.

Zum Vergleich werden einige Angaben über A von anderen Autoren angegeben. KRAUS (10) erhielt für 1 m Höhe über einer Aufforstungsfläche während einer Nacht mit Bodennebel $A = 0,019 \text{ gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$. MÖLLER (36) hat für die Nachtzeit (0-4 Uhr) auf Grund der Messungen in Seabrook für die Höhe von 0,89 m $A = 0,045 \text{ gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ ausgerechnet. Auf Grund einer theoretischen Untersuchung berechnete BERLJAND (37) den Tagesverlauf des Austauschkoefizienten. Nach seinen Angaben, umgerechnet aus dem Koeffizienten der turbulenten Diffusion, beträgt der minimale Wert von A mitternachts $0,36 \text{ gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ und der maximale Wert in der Mittagszeit $4,32 \text{ gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ für 1 m Höhe und für 60° nördlicher Breite. Diese Größen stimmen mit denen von TIMOFEEV (38) überein, die aus Messungen erhalten wurden. FRANKENBERGER (39) erhielt aus der Wärmehaushaltsgleichung für 35 m Höhe Werte für A von $1 \text{ gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ bei stabiler Schichtung bis $300 \text{ gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ bei labiler Schichtung. Umgerechnet für 1 m Höhe, bei Annahme einer linearen Höhenänderung von A , ergibt sich aus diesen Werten entsprechend 0,035 und $8,57 \text{ gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$.

Die Bestimmung der Wärmehaushaltsglieder auf Grund der über dem Wald durchgeführten Messungen ist etwas komplizierter als in den bisher betrachteten Fällen (Kartoffel- und Luzernenfeld). Über einige Schwierigkeiten bei der Beschreibung der Profile meteorologischer Elemente über dem Wald wurde bereits bei der Frage der äußeren tätigen Oberflächen für Temperatur und für die absolute Feuchtigkeit

berichtet. Wegen der Messung in nur drei Höhen kann eine genaue Analyse der Temperatur- und Feuchteverteilung über dem Wald nicht durchgeführt werden. Man muß berücksichtigen, daß die Gradienten der genannten Elemente über dem Wald sehr klein sind und daß ihre Bestimmung mit einem verhältnismäßig großen relativen Fehler behaftet ist. Für eine genauere Bestimmung der Temperatur- und Feuchtegradienten über dem Wald wird zuerst die Messung der Trocken- und der Feuchtetemperatur in mehreren Höhen notwendig und die Ausarbeitung eines Modells, das als Grundlage für die Berechnung dienen kann.

Die Berechnungen von V und L wurden nach der Wärmehaushaltsmethode und nach der Austauschmethode bei verschiedenen Annahmen über D_t und D_f durchgeführt. Es wurde dabei angenommen, daß der Austauschkoeffizient für fühlbare Wärme den gleichen Wert wie der für latente Wärme hat.

Zwei Beispiele sollen diskutiert werden:

a) Es wurde angenommen $D = D_t = D_f = 19,5$ m. Die Berechnung wurde nach der Sverdrup-Methode, nach der Austauschmethode bei $\varphi(R_i) = 1$, nach der Methode von LETTAU und nach der von BUDYKO durchgeführt. Die nach der Sverdrup-Methode erhaltenen Größen des Austauschkoeffizienten A_S für 1 m reduzierter Höhe sind auf Abb.17 aufgetragen. Die nach den Austauschmethoden berechneten Austauschkoeffizienten wurden in der Zeit von 9 bis 15 Uhr mit A_S vergleichbar. Sonst waren sie zu ungenau.

A_S ist durch einen Tagesverlauf mit zwei Unstetigkeiten zwischen 6 und 8 Uhr und zwischen 13 und 15 Uhr gekennzeichnet. Er erreicht das Maximum von $6,65 \text{ gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ zwischen 10 und 11 Uhr und das Minimum von $0,29 \text{ gcm}^{-1}\text{s}^{-1}$ zwischen 21 und 23 Uhr. Der Maximalwert ist um das ca. 2-fache größer als der ihm entsprechende Wert von A über dem Luzernfeld in gleicher reduzierter Höhe. BAUMGARTNER (9) und LÜTZKE (6) haben die Größen von A

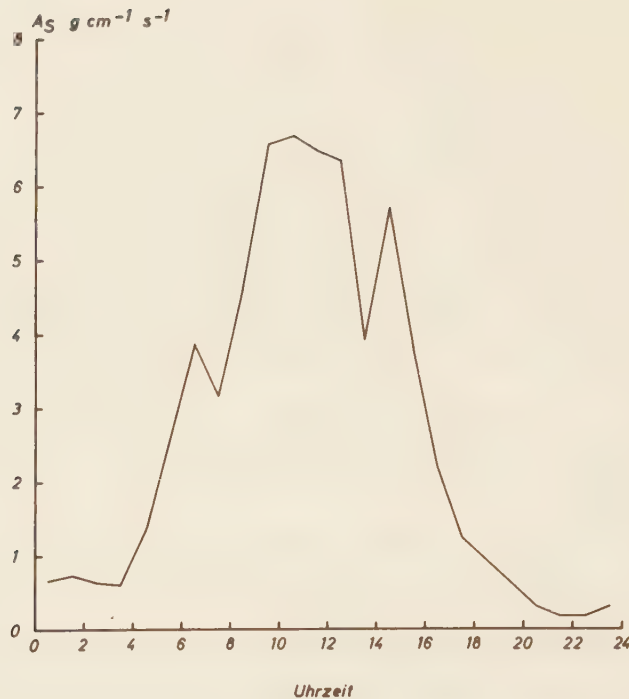


Abb.17: Tagesverlauf des Austauschkoeffizienten im Fichtenbestand in 1 m reduzierter Höhe am 14. August 1965, berechnet nach der Sverdrup-Methode

für bestimmte Niveaus über dem Boden bzw. über dem Waldbestand angegeben. Bei solchen Angaben kann die Intensität des turbulenten Austausches über dem Wald überschätzt werden. Der Austauschkoeffizient für eine Höhe z über dem Waldbestand (gerechnet von der mittleren Bestandshöhe) gilt für eine reduzierte Höhe, die immer größer als z ist. Deswegen wäre es sinnvoller, die Größen von A für eine bestimmte reduzierte Höhe anzugeben. Dabei wird angenommen, daß sich A linear mit der Höhe ändert. BAUMGARTNER hat für eine Höhe von 7,5 m über dem Boden $A = 45,6 \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ für die Zeit zwischen 12 und 13 Uhr angegeben (Bestandshöhe 5,55 m). Nehmen wir für $D = 3,0 \text{ m}$, so erhalten wir für 1 m reduzierter Höhe $A = 10,1 \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Unter der Annahme, daß bei LÜTZKE $D = 14,0 \text{ m}$ ($= 2/3$ der Be-

standshöhe) ist, beträgt der mittlere maximale Austauschkoeffizient für 1 m reduzierter Höhe um 13 Uhr ca. $2,3 \text{ gcm}^{-1} \text{ s}^{-1}$.

- b) Es wurde angenommen, daß die Höhen der äußeren tätigen Oberflächen für Temperatur (D_t) und für die spezifische Feuchtigkeit (D_f) verschieden sind. Die Temperatur- und Feuchteverteilung über dem Wald ist auf dem folgenden Bild skizziert. Es wird angenommen, daß die Profile logarithmisch sind.

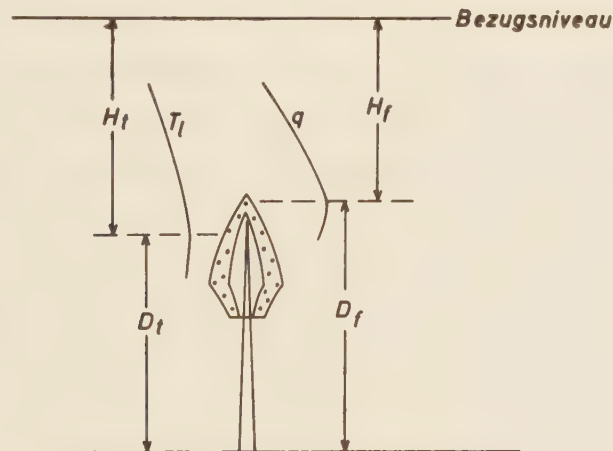


Abb.18: Modellvorstellung zu Gl.(18) und (19). T_l und q = Vertikalprofile der Lufttemperatur und der spezifischen Feuchtigkeit

In diesem Fall erhalten wir aus der Wärmehaushaltsgleichung folgende Formel für V und L:

$$V = - \frac{Q + B + P + P_L}{\left(1 + \frac{c_p}{r} \frac{\alpha_t}{\alpha_f} \frac{H_f}{H_t}\right)} \quad (18)$$

$$L = - \frac{Q + B + P + P_1}{\left(1 + \frac{r}{c_p} \frac{\alpha_f}{\alpha_t} \frac{H_t}{H_f}\right)}, \quad (19)$$

wobei α_t und α_f die logarithmischen Temperatur- und Feuchtegradienten sind, unter Berücksichtigung von D_t und D_f als Nullniveau. Aus den erhaltenen Formeln geht hervor, daß sich in einem Bereich der reduzierten Höhen $H - D_f$ bzw. $H - D_t$ (H ist die Höhe des Bezugsniveaus über dem Boden) das Verhältnis L/V mit der Änderung des Niveaus H , für das die Berechnung durchgeführt wird, ändert. Wenn das Glied $(Q + B)$ höhenkonstant ist, was man in der Praxis annehmen darf, dann wird die Größe V mit der Höhe abnehmen und die Größe L gleichzeitig zunehmen. Die Divergenzen von V und L verschwinden, wenn $H \gg D_t$ und $H \gg D_f$ ist, so daß die Verhältnisse H_f/H_t und H_t/H_f (vgl. Abb. 18) sich an 1 annähern. Das Auftreten der Divergenzen von V und L widerspricht der allgemeinen Vorstellung, daß diese Größen im Bereich der bodennahen Luftschicht praktisch als höhenunabhängig anzunehmen sind. Eine weitere Diskussion über diese Frage ist im Rahmen der fortgeführten Untersuchung zu einem späteren Zeitpunkt geplant.

Die Berechnungen zeigen, daß z.B. bei $D_t = 28,0$ m, $D_f = 30,1$ m und $H = 35,0$ m die nach Gl. (18) berechneten Größen von V ca. 16 % kleiner sind als die bei $D_t = D_f$. Aus diesem Ergebnis kann man schließen, daß das verwendete Rechenmodell der Wirklichkeit nicht entspricht.

A. Der Tagesverlauf der Strahlungs- und Wärmehaushaltskomponenten

Als nächstes Beispiel aus den erhaltenen Ergebnissen wird der Tagesgang der Strahlungs- und Wärmehaushalts-

komponenten während eines wolkenlosen Tages (19.August) und der Wärmehaushaltskomponenten während eines bedeckten Tages (10.August) dargestellt. Auf der Abb.19 sind die Komponenten des Strahlungshaushalts (Globalstrahlung G , Strahlungsbilanz Q , Reflexstrahlung R , Strahlungsbilanz unter den Waldkronen in 16 m Höhe und innerhalb des ca. 65 cm hohen Kartoffelbestandes in 15 cm Höhe über dem Boden Q') und die des Wärmehaushalts aufgezeichnet. Innerhalb des 20 cm hohen Luzernenbestandes wurde die Strahlungsbilanz nicht gemessen.

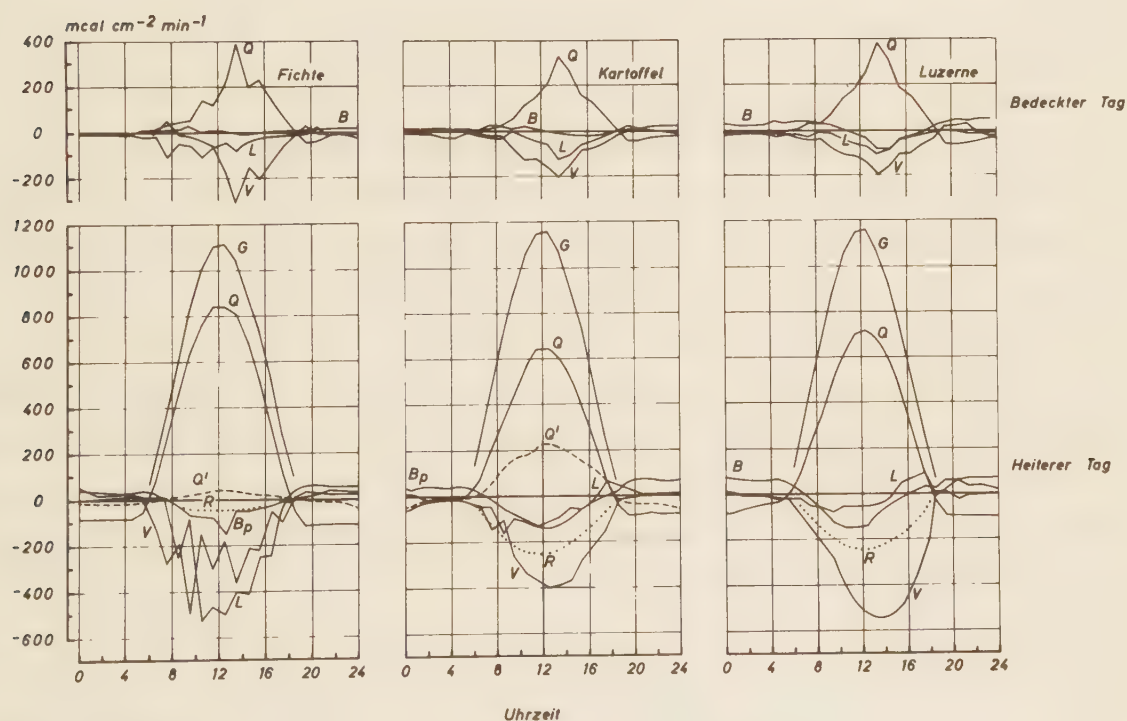


Abb.19: Tagesverlauf der Wärmehaushaltskomponenten an einem bedeckten Tag (10.August 1965) und der Strahlungs- und Wärmehaushaltskomponenten an einem heiteren Tag (19.August 1965)

Wir betrachten zuerst die Unterschiede zwischen den einzelnen Komponenten des Strahlungshaushalts bei verschiedenen Vegetationsbeständen. Bestimmt man das Verhältnis Q/G an einzelnen Meßstellen für die Mittagszeit, dann erhält man für den Wald 0,75, für das Kartoffelfeld 0,55 und für das Luzernfeld 0,62. Das Verhältnis der unter den Kronen gemessenen Strahlungsbilanz Q' zu Q beträgt zu gleicher Zeit 0,05, der entsprechende Wert für den Kartoffelbestand gleichzeitig 0,35.

Die Albedo des Kartoffel- und des Luzernfeldes beträgt in der Zeit von 10 bis 14 Uhr 21 %, in den Morgenstunden und spätnachmittags erreicht sie Werte von 25 bis 35 %. Die Albedo des Waldes beträgt in der Mittagszeit 4,3 %. In den Morgenstunden und am Spätnachmittag nimmt sie bis auf 5,5 - 6,6 % zu. Nach Arbeiten von GAEVSKI und BUDYKO (30) beträgt die Albedo von Kartoffel- und Wiesenfeldern von 15 bis 25 %, die Albedo der Nadelwälder von 10 bis 15 %. Bei RAUNER (40) kann man für die Albedo eines Fichtenwaldes einen Wert von 9 % entnehmen.

Die Verteilung der Strahlungsenergie auf einzelne Komponenten des Wärmehaushalts ist bei verschiedenen Vegetationsbeständen unterschiedlich und kann von den Wetterbedingungen abhängig sein. Die Tagesmittelwerte der Wärmehaushaltsglieder von einzelnen Meßstellen am 10. und am 19. August sind in der Tabelle VIII angegeben.

Tabelle VIII: Die Tagesmittelwerte der Wärmehaushaltsglieder am 10. (bedeckter Tag) und am 19. (heiterer Tag) August in $\text{mcal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$

Bestand	Datum	Q	B	V	L	-V/Q %
Wald	10.8.	64	10	-62	-12	97
	19.8.	221	-8	-103	-110	47
Kartoffel	10.8.	59	9	-48	-20	81
	19.8.	174	-5	-131	-38	75
Luzerne	10.8.	63	15	-50	-28	79
	19.8.	188	-2	-182	-4	97

Während des bedeckten Tages wurde an allen Meßstellen der größte Teil von Q durch die Verdunstung verbraucht. An dem heiteren Tage wurde für die Verdunstung die größte Energiemenge vom Luzernenfeld verbraucht (97 % von Q), das in unmittelbarer Nähe gelegene Kartoffelfeld verbrauchte ca. 22 % weniger (75 % von Q), den kleinsten Anteil verbrauchte der Wald (47 % von Q). Am 19. August herrschten folgende Wetterverhältnisse: es war wolkenlos, die Geschwindigkeit des vorherrschenden Ostwindes war in 30,9 m Höhe im Wald und in 2 m Höhe während der Nacht über den niedrigen Beständen 0,7 bis 1,2 ms^{-1} und erreichte am Tage 3,3 ms^{-1} über dem Wald und 5,9 ms^{-1} über den niedrigen Beständen. Die relative Feuchtigkeit war am Tage ca. 36 %.

Der Verlauf von V und L des Waldes ist durch große Schwankungen charakterisiert. Diese Erscheinung wird an den meisten Tagen beobachtet und kann mit den physiologischen Prozessen des Waldbestandes im Zusammenhang stehen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß auch die Fehler in der Temperaturbestimmung in diesem unregelmäßigen Verlauf in Erscheinung treten.

Die große Verdunstungsmöglichkeit des Luzernenfeldes kann wegen des tief entwickelten Wurzelsystems der Luzerne verständlich sein. Die Wurzel der Kartoffelpflanzen reichen nicht so tief. Damit kann man erklären, daß nach der regenfreien Periode von einer Woche das Kartoffelfeld weniger verdunstete.

B. Folgerungen aus der Modelluntersuchung

Die in diesem Kapitel erhaltenen Ergebnisse sind für die Berechnung der Wärmehaushaltskomponenten für die ganze Vegetationsperiode von Bedeutung. Durch den Vergleich mit der Wärmehaushaltsmethode haben wir festgestellt, daß die Austauschmethoden brauchbare Werte von A , V und L liefern. Zur Durchführung eines Vergleichs der Wärmehaushaltskompo-

nenten von verschiedenen Vegetationsbeständen ist aber die Wärmehaushaltsmethode am besten geeignet. Durch die Bestimmung des Faktors σ in den Gl.(15a) und (16a) kann die Genauigkeit der Gl.(15) und (16) erhöht werden. Man kann dann diese Gleichungen verwenden, wenn z.B. die Messungen der Strahlungsbilanz ausfallen. Während der Nacht, bei kleinen Absolutwerten von $(Q + B)$, liefert die Austauschmethode bessere Ergebnisse als die Sverdrup-Methode. Bei kleiner Windgeschwindigkeit ist die Austauschmethode ungenau.

Die Bestimmung von V und L während der Nacht ist mit einem größeren relativen Fehler belastet als am Tage. Bei der Berechnung der Tagessummen von V spielt dieser Fehler keine große Rolle, da bei Nacht die Absolutwerte von V klein sind. Nach HOFMANN (41) kann die maximale Taumenge für eine Nacht von 0,3 bis 0,5 mm betragen, nach BERLJAND (37) bis 0,15 mm, nach ROTH (42) bis 0,17 mm.

Die Frage des Wärmehaushaltes des Waldes ist noch nicht vollständig gelöst. Die annehmbaren Werte von A , V und L kann man für den ganzen Tag mit Hilfe der Wärmehaushaltsmethode erhalten. Über die Anpassung der halbempirischen Austauschmethode für Berechnungen von V und L des Waldes müssen noch Untersuchungen angestellt werden.

VII. WÄRME- UND WASSERHAUSHALTSKOMPONENTEN VOM 1. MAI BIS
30. SEPTEMBER 1965.

VERGLEICH MIT ANDEREN AUTOREN

Zur Berechnung von V und L des Kartoffel- und des Luzernenfeldes wurden folgende Methoden angewendet:

1. Die Wärmehaushaltsmethode Gl.(5) und Gl.(6) unter Berücksichtigung von Gl.(15a) und Gl.(16a).
2. Die Austauschmethode nach Gl. (15) und Gl. (16).

Der Faktor σ wurde auf Grund der Abb.14 durch Interpolationsformeln in Abhängigkeit von z_0 ausgedrückt. Für das Kartoffelfeld ab Anfang August und für das Luzernenfeld von Anfang September mußte σ für stabile Schichtung mit Hilfe der Wärmehaushaltsgleichung abgeschätzt werden.

Für den Wald wurden V und L nach der Sverdrup-Methode ausgerechnet. Dazu wurden die Temperaturwerte aus den zwei oberen Höhen (30,9 und 35,9 m) verwertet. Die erhaltenen Größen von V und L zeigten große Schwankungen. Bei kleinen Temperatur- und Feuchtegradienten funktionierte die Sverdrup-Methode schlecht, so daß sie durch folgendes Näherungsverfahren ergänzt werden mußte: Für die Tageszeit wurde das mittlere Verhältnis V/Q ermittelt. Es ist gelungen, V/Q für insgesamt 126 Tage zu bestimmen. Mit Hilfe der so erhaltenen Werte wurde aus den positiven Tagessummen von Q die Verdunstung V berechnet. Für den Kondensationswärmestrom bei Nacht wurde angenommen, daß er im Durchschnitt 20 % der negativen Strahlungsbilanz ausmacht. (BAUMGARTNER⁽⁴³⁾) gibt für dieses Verhältnis für einen Fichtenwald die Werte von 13 bis 20 %.) Auf diese Weise wurden die aus positiven Werten von Q erhaltenen Tagessummen der Verdunstung um einen Betrag von nur 2 bis 3 % verkleinert. Für die Tage, an denen das Verhältnis V/Q nicht bestimmt werden konnte, wurden statt dessen die für die einzelnen Monate erhaltenen Mittelwerte eingesetzt. Die Tagessummen von L wurden als Restglied aus der Wärmehaushaltsgleichung berechnet. Für

alle Meßplätze wurden die Tagessummen von B nach Gl.(12) berechnet oder nach Abschätzung gleich Null gesetzt.

Die wegen Meßlücken fehlenden Werte der Wärmehaushaltsglieder wurden durch Vergleich mit anderen Stationen ergänzt: Für die an die Meßlücken angrenzenden Zeitabschnitte wurde das Verhältnis von Q zweier Stationen bestimmt. Mit Hilfe dieses Verhältnisses wurde Q für die Meßlücke interpoliert. Ähnlich wurden danach aus dem Verhältnis V/Q die Größen von V berechnet. Die vom 1. bis 20. Mai fehlenden Meßwerte für das Ackerfeld wurden auf diese Weise durch Vergleich mit dem Luzernenfeld ergänzt.

Die Ergebnisse sind in den Tabellen IX bis XIV angegeben. Diese enthalten neben den Monats- und Gesamtsummen der Globalstrahlung G und den Wärme- und Wasserhaushaltskomponenten die Mittelwerte von Q/G , $-V/Q$, $-EIT/N$, $(E+T)/EIT$ und I/EIT in Prozent. Bei den Wasserhaushaltskomponenten deutet das Vorzeichen wiederum an, daß der Strom von der Oberfläche weggerichtet ist.

Die Summe $-(N + EIT)$ bezeichnet das Sickerwasser plus die Änderung des Wassergehalts im Boden während der angegebenen Zeitperioden. Es wurde angenommen, daß der Oberflächenabfluß gleich Null ist. Durch ΔWH wurde die Summe der berechneten Wärmehaushaltsglieder gekennzeichnet.

Die Interception des Kartoffel- und des Luzernenbestandes wurde nach den Formeln von Horton berechnet, die bei VAN EIMERN (21) angegeben sind.

Die Größe von E wurde nicht gesondert bestimmt; sie ist in der Summe mit T enthalten. Das Verhältnis E/EIT ändert sich mit der Entwicklung des Vegetationsbestandes. Bei einer dichten Vegetationsdecke wird E im Vergleich mit EIT sehr klein sein. Die nach der Austauschmethode erhaltenen Werte von V sind für das Kartoffelfeld um 5,7 % kleiner und für das Luzernenfeld um 1,4 % größer als die nach der Wärmehaushaltsgleichung berechneten Werte der Tabellen.

Tabelle IX: Monatliche Summen der Globalstrahlung und der Wärmehaushaltskomponenten
des Waldes

Monat	G calcm ⁻²	Q/G %	Q calcm ⁻²	B _p calcm ⁻²	V calcm ⁻²	L calcm ⁻²	-V/Q %
Mai	9033	68	6156	7	- 4256	- 1907	69
Juni	13029	72	9399	-142	- 6675	- 2582	71
Juli	11701	75	8737	- 52	- 5610	- 3075	64
August	11432	71	8090	23	- 4933	- 3180	61
September	8768	61	5353	93	- 3601	- 1845	67
Gesamtsumme	53963		37735	- 71	-25075	-12589	
Verhältnis der Gesamtsummen		69,9					66,5

Tabelle X: Monatliche Summen der Wasserhaushaltskomponenten des Waldes

Monat	N mm	EIT mm	(E+T) mm	I mm	-EIT/ N %	(E+T)/EIT %	I/EIT %	-(N+EIT) mm
Mai	183,9	- 72,9	- 41,3	- 31,6	40	57	43	-111,0
Juni	209,1	-114,0	- 86,4	- 27,6	55	76	24	- 95,1
Juli	155,9	- 95,7	- 51,9	- 43,8	61	54	46	- 60,2
August	77,5	- 83,9	- 65,4	- 18,5	108	78	22	6,4
September	98,3	- 59,9	- 39,3	- 20,6	61	66	34	- 38,4
Gesamtsumme	724,7	-426,4	-284,3	-142,1				-298,3

Das Verhältnis
d. Gesamt-
summe

58,9 66,8 33,3

$$- \frac{(N + EIT)}{N} = 0,41$$

Tabelle XI: Monatliche Summen der Globalstrahlung und der Wärmehaushaltskomponenten
des Kartoffelfeldes

Monat	G calcm ⁻²	Q/G %	Q calcm ⁻²	B _p calcm ⁻²	V calcm ⁻²	L calcm ⁻²	ΔWH %	-V/Q %
Mai *)	10681	64	6804	- 848	- 3839	- 1964	153	56
Juni *)	14517	57	8339	-1685	- 4406	- 2333	-85	53
Juli	14221	50	7140	- 402	- 5848	- 848	42	82
August	13183	46	6058	0	- 4910	- 1205	-57	81
September	9171	49	4530	- 86	- 3067	- 1296	81	68
Gesamtsumme	61773		32871	-3021	-22070	- 7646		
Verhältnis der Gesamtsumme		53,2					134	67,1

*) noch unbewachsen oder nur zeitweise bewachsen

Tabelle XII: Monatliche Summen der Wasserhaushaltskomponenten des Kartoffelfeldes

Monat	N mm	EIT mm	(E+T) mm	I mm	-EIT/N %	(E+T)/EIT %	I/EIT %	-(N+EIT) mm
Mai *)	151,8	- 64,7	- 64,7	-	43	100	-	- 87,1
Juni*)	251,6	-75 ,4	- 74,4	1,0	30	99	1	-176,2
Juli	168,9	-100,1	- 83,0	-17,1	59	83	17	- 68,8
August	67,1	- 83,6	- 69,8	-13,8	125	83	17	16,5
September	74,8	- 59,3	- 47,9	-11,4	79	81	19	- 15,5
Gesamtsumme	714,2	-383,1	-339,8	-43,3				-331,1
Verhältnis d. Gesamtsummen					53,6	88,5	11,5	
								$\frac{-(N+EIT)}{N} = 0,46$

*) noch unbewachsen oder nur zeitweise bewachsen

Tabelle XIII: Monatliche Summen der Globalstrahlung und der Wärmehaushaltskomponenten
des Luzernnenfeldes

Monat	G calcm ⁻²	Q/G %	Q calcm ⁻²	B _p calcm ⁻²	V calcm ⁻²	L calcm ⁻²	ΔWH %	-V/Q %
Mai	10681	51	5400	- 89	- 4241	- 937	133	79
Juni	14517	57	8248	-562	- 5789	-2074	-177	70
Juli	14221	51	7245	- 89	- 7098	89	147	98
August	13183	50	6617	- 47	- 5446	-1205	- 81	82
September	9171	46	4255	43	- 3499	- 778	21	82
Gesamtsumme	61773		31765	-744	-26073	-4905		
Verhältnis der Gesamtsummen		51,4					43	82,1

Tabelle XIV: Monatliche Summen der Wasserhaushaltskomponenten des Luzernfeldes

Monat	N mm	EIT mm	(E+T) mm	I mm	-EIT/N %	(E+T)/EIT %	I/EIT %	-(N+EIT) mm
Mai	151,8	- 72,4	- 66,9	- 5,5	48	92	8	- 79,4
Juni	251,6	- 91,0	- 88,5	- 2,5	36	97	3	-160,6
Juli	168,9	-121,8	-113,0	- 8,8	72	93	7	- 47,1
August	67,1	- 92,4	- 89,5	- 2,9	138	97	3	25,3
September	74,8	- 64,2	- 61,3	- 2,9	86	95	5	- 10,6
Gesamtsumme	714,2	-441,8	-419,2	-22,6				-272,4
Verhältnis d. Gesamtsummen					61,8	94,8	5,1	

$$\frac{-(N+EIT)}{N} = 0,38$$

In der Tab.XV sind die monatlichen Summen der Globalstrahlung, der Strahlungsbilanz und der Verdunstung für das Gebiet von Bayern (Schätzwerte) aus dem Atlas des Wärmehaushalts der Erde von BUDYKO (5) zum Vergleich mit unseren Angaben angegeben.

Tabelle XV: Mittelwerte der Monatssummen der Globalstrahlung, der Strahlungsbilanz und der Gesamtverdunstung für Bayern, abgeschätzt aus dem Atlas des Wärmehaushalts der Erde nach BUDYKO

Monat	G calcm ⁻²	Q calcm ⁻²	mm	EIT oder	calcm ⁻²
Mai	13600	7500	60		3600
Juni	15000	8000	70		4200
Juli	14500	8000	70		4200
August	13000	6000	70		4200
September	10000	4000	50		3000
Gesamtsumme	66100	33500	320		19200

Bei dem Vergleich unserer Tabellen bemerkt man, daß die Summen von G für den Wald kleiner sind (12,6 %) als die für Grub. Dieser Unterschied läßt sich durch die viel höhere Albedo der landwirtschaftlichen Felder gegenüber der des Waldes erklären. Hinsichtlich der Strahlungsbilanz sieht man, daß der Wald den größten Wert von Q besitzt. Das Kartoffelfeld hat eine um 12,9 %, das Luzernfeld eine um 15,8 % kleinere Strahlungsbilanz als der Wald. Diese Unterschiede sind hauptsächlich durch die verschiedenen Albedo-Werte der einzelnen Bestände verursacht. Die Differenzen in der Strahlungsbilanz des Kartoffel- und des Luzernfeldes im Mai und teilweise im Juni entstanden im wesentlichen durch ein größeres Absorptionsvermögen des noch un-

bewachsenen Ackers im Vergleich zur Luzerne. Im Juli und August, während der Blüte der Kartoffelpflanzen und der größten Dichte des Bestandes war die Strahlungsbilanz des Kartoffelfeldes kleiner als die des Luzernefeldes. Im September, wo der Kartoffelbestand schon weniger dicht war, wurde er durch eine größere Strahlungsbilanz als die Luzerne gekennzeichnet.

Das Verhältnis Q/G für die Gesamtsumme beträgt ca. 0,70 für den Wald, 0,53 für das Kartoffelfeld und 0,51 für das Luzernefeld. Seine Werte für den Wald ändern sich von 0,75 im Juli bis 0,61 im September. Für den Acker im Mai beträgt Q/G 0,64, für das Kartoffelfeld liegen die Werte zwischen 0,57 im Juni (der Boden nur zeitweise bewachsen) und 0,49 im September, für das Luzernefeld zwischen 0,57 im Juni und 0,46 im September.

Vergleichen wir unsere Werte von G und Q mit denen aus dem Atlas von BUDYKO, so ergibt sich, daß unsere Werte der Globalstrahlung für Wald um 18,4 % und die für Grub um 6,5 % kleiner sind. Kleinere Abweichungen ergeben sich für die Strahlungsbilanz. Die Größe von Q für Wald ist um 12,6 % höher, die für das Kartoffelfeld um 1,9 % kleiner und die für das Luzernefeld um 5,2 % kleiner als der entsprechende Wert der Tabelle XV. Bei diesem Vergleich muß berücksichtigt werden, daß die aus dem Atlas abgeschätzten Werte als ein Mittelwert für die Oberfläche eines großen Gebietes anzusehen sind und daß der Wald einen Grenzfall darstellt, wenn es sich um die Strahlungsabsorption der natürlichen Oberflächen handelt. Außerdem hatte der Sommer 1965 eine größere als durchschnittliche Bedeckung.

Die Aufteilung der Strahlungsbilanz auf die einzelnen Komponenten des Wärmehaushalts ist bei allen drei Vegetationsbeständen verschieden. Das Gemeinsame für alle Bestände ist, daß der größte Anteil von Q für die Verdunstung verbraucht wurde. Das Verhältnis $-V/Q$ für die Gesamtsumme beträgt für den Wald und für das Kartoffelfeld 0,67, für

das Luzernefeld 0,82. Das Luzernefeld ist also durch die kleinste Summe der Strahlungsbilanz und gleichzeitig durch die größte Summe der Verdunstung gekennzeichnet. Die Verdunstung des Waldes war am größten im Juni und Juli, die des Kartoffel- und des Luzernefeldes im Juli. In Form fühlbarer Wärme hat der Wald die größte Energiemenge an die Atmosphäre abgegeben (33,4 % von Q), das Kartoffelfeld etwa 39 % weniger (23,3 % von Q) und das Luzernefeld um 61 % weniger (15,4 % von Q).

In den Gesamtsummen des Wärmehaushalts spielen die Summen von B_p (für den Wald $B_p = B + P + P_1$, für das Kartoffelfeld von Ende Juli $B_p = B + P$, sonst $B_p = B$, für das Luzernefeld $B_p = B$) keine bedeutende Rolle. Der Absolutwert von B_p beträgt für den Wald 0,2 % von Q , für das Kartoffelfeld 9,2 % und für das Luzernefeld 2,3 % von Q . Die größte Wärmespeicherung im Boden fand im Juni statt. Für den relativ großen Absolutwert von B_p des Kartoffelfeldes sind die Monate Mai und Juni verantwortlich, in denen keine oder eine noch nicht geschlossene Vegetationsdecke vorhanden war.

Die Größe ΔWH sollte in Wirklichkeit Null betragen. Die erhaltenen Werte sind durch die Ergänzung der Wärmehaushaltsmethode mit Hilfe der Austauschmethode entstanden und sind größtenteils mit L verbunden. Dieses Problem wird bei der Bestimmung der Fehlergrößen behandelt. Wegen des verwendeten Rechenverfahrens ist für den Wald $\Delta WH = 0$ angenommen worden.

Die erhaltenen Werte seien nun mit denen anderer Autoren verglichen: die Beziehungen zwischen den Wärmehaushaltskomponenten des Waldes mit denen von BAUMGARTNER (9), RAUNER (44) und LÜTZKE (6).

BAUMGARTNER hat in der ersten Untersuchung des Wärmehaushalts eines jungen Fichtenwaldes folgende Werte für den hellen Tag erhalten: $-V/Q = 0,63$, $-L/Q = 0,31$, $-B_p/Q = 0,06$. Gegen die von BAUMGARTNER angegebenen Größen von V

und L hat RAUNER (18) Einwände geäußert. RAUNER (44) hat den Wärmehaushalt eines 40-jährigen Laubwaldes untersucht. Nach seinen Angaben (Tabelle II) kann man für den Anfang der Vegetationsperiode ausrechnen: $-V/Q = 0,76$, $-L/Q = 0,27$, $-B_p/Q = 0,02$. Für die Mitte der Vegetationsperiode erhält man aus der gleichen Tabelle: $-V/Q = 0,75$, $-L/Q = 0,25$, $B_p = 0$, und für das Ende der Vegetationsperiode: $-V/Q = 0,62$, $-L/Q = 0,38$, $B_p = 0$.

LÜTZKE hat für ein hundertjähriges Kieferbaumholz mit Zwischen- und Unterstand von schwachem bis starkem Buchenstangenholz folgende Werte erhalten (23.-25.9.64): $-V/Q = 0,95$, $L = 0$, $-B_p/Q = 0,047$. Die Angabe L des Waldes = 0 im September kann zur Diskussion gestellt werden.

Bei BAUMGARTNER sowie bei LÜTZKE wurde angenommen, daß die Änderungen der Bestandstemperatur gleich denen der Lufttemperatur im Bestande sind. Auf diese Weise haben die beiden Autoren zu hohe Werte des Wärmestromes in der Bestandsmasse erhalten. Dieser Fehler ist aber ohne praktische Bedeutung bei der Bestimmung von V aus der Energiebilanz.

Bei uns betrug die maximale gemessene Änderung der Lufttemperatur im Walde in 2 m Höhe über dem Boden 2,6 grd pro Stunde zwischen 9 und 10 Uhr; die maximale Änderung der Baumtemperatur (4 cm dicke äußere Baumschicht) von 0,65 grd pro Stunde wurde zwischen 12 und 13 Uhr gemessen.

Zu den Ergebnissen von anderen Autoren sei außerdem bemerkt, daß sie meistens in Schönwetterperioden von einigen Tagen ermittelt wurden. Die Werte von V enthalten also keine Interception. Unter Berücksichtigung größerer Zeitperioden, in denen auch Regen und Interception auftritt, würde das Verhältnis von $-V/Q$ wahrscheinlich größer sein, als es festgestellt wurde (s.z.B. Tab.VIII).

Unsere Ergebnisse über den Wärmehaushalt des Kartoffelfeldes können mit denen von DUBINSKIJ (45) und von MUMINOV (46) verglichen werden. Für ein bewässertes Kartoffelfeld bei Charkov bestimmte DUBINSKIJ mit Hilfe der Wärmehaushalts-

methode $-V/Q = 0,97$ und $L/Q = 0,08$. Die Strahlungsbilanz des bewässerten Kartoffelfeldes war größer als die eines unbewässerten. Auch das Verhältnis von $-V/Q$ war für das bewässerte Feld verständlicherweise größer als für das unbewässerte. Die Summen des Bodenwärmestromes waren in beiden Fällen ohne praktische Bedeutung. Die Angaben von DUBINSKIJ gelten für die erste Dekade des August 1954. Die Kartoffeln wurden am Anfang der zweiten Dekade des Juli angepflanzt. Die Untersuchung von MUMINOV wurde während einiger Abschnitte der Vegetationsperiode 1955 bei Char'kov über Frühjahrs- und Sommerkartoffeln durchgeführt. Bei beiden Feldern war das Verhältnis Q/G meistens größer als 0,50, in manchen Fällen erreichte es Werte von 0,60 bis 0,65. Am Anfang der Pflanzenentwicklung betrug das Verhältnis $-V/Q$ für zwei verschiedene Parzellen der Frühjahrskartoffeln 0,36 und 0,42; es hat danach zugenommen und betrug bei vollständiger Entwicklung des Bestandes (Ende Juni) 1,05. Dieser Wert kann wohl durch eine besonders große Wasserzufuhr erklärt werden. Zur gleichen Zeit erreichte L positive Werte. Das Verhältnis $-L/Q$ betrug in der ersten Maihälfte 0,42 und 0,48, hat danach abgenommen und erreichte Ende Juni negative Werte, -0,11 und -0,16. Bei uns wurden positive Werte von L in der zweiten Hälfte Juli und Anfang August mehrmals gefunden. Die Werte von $-B_p/Q$ lagen bei MUMINOV im Mai bei 0,16, Ende Juni zwischen 0,08 und 0,09.

Für die Luzerne kann das Verhältnis $-V/Q$ noch größer als für Kartoffel sein. Aus den Angaben von KONSTANTINOV (7) kann man ersehen, daß Luzerne bei reichlicher Bodenfeuchtigkeit mehr als Kartoffel verdunstet (Abb. 116: Biologische Kurven der Gesamtverdunstung einiger landwirtschaftlicher Felder). Das Verhältnis $-V/Q$ für Luzerne kann aus den Arbeiten von TANNER und seinen Mitarbeitern entnommen werden, z.B. TANNER und PELTON (47).

Die Angaben von anderen Autoren sowie unsere Ergebnisse bestätigen, daß die Gesamtverdunstung im Wärmehaushalt

der bewachsenen Bodenoberfläche eine bemerkenswert große Rolle spielt. Die Verdunstung ist aber gleichzeitig ein Glied des Wasserhaushalts. Als solches wird sie im folgenden behandelt. Es ist empfehlenswert, zuerst einige Bemerkungen über die meteorologischen Verhältnisse des Sommers 1965 anzugeben. Diese stammen aus dem Monatlichen Witterungsbericht des Wetteramtes München (48) und sind in der Tab.XVI enthalten. Die als Norm bezeichneten monatlichen Summen des Niederschlags wurden aus dem Klima-Atlas von Bayern von KNOCH (49) durch Interpolation ermittelt.

Tabelle XVI: Einige klimatologische Angaben zur Sommerperiode 1965

Monat	Temperaturabweichung vom langjährigen Mittel	Sonnenscheindauer in % des langjährigen Mittels	Niederschlag	
			Mittelwert mm	1965(Grub) mm
Mai	-1,0 b.-2,0°C	50- 70	100	151,8
Juni	±0,5 °C	90-115	120	251,6
Juli	-1,0 b.-2,0°C	80- 85	130	168,9
August	-1,0 b.-2,5°C	100-110	105	67,1
September	-0,5 b.-2,0°C	90-100	90	74,8

Im ganzen genommen war die Periode von Mai bis September im Jahre 1965 kälter, sonnenscheinärmer und niederschlagsreicher als normal. Die über dem Wald gemessene Niederschlagsmenge betrug 724,3 mm und in Grub 714,4 mm. Im Vergleich zu dem aus dem Klima-Atlas von KNOCH abgeschätzten Wert von 545 mm sind diese Niederschlagswerte um ca.32 % höher.

Aus den Tabellen des Wasserhaushalts (X, XII, XIV) ersehen wir, wie die gesamte Niederschlagsmenge auf einzelne Komponenten verteilt wurde. Der größte Anteil von N wurde durch die Gesamtverdunstung (EIT) verbraucht. Das Verhältnis -EIT/N beträgt für den Wald 0,59, für das Kartoffelfeld

0,54, für das Luzernfeld 0,62. Auf dem Luzernfeld wurde die größte Wassermenge durch die Verdunstung verbraucht. Unter der Annahme, daß der Wassergehalt des Bodens Anfang Mai und Ende September den gleichen Wert hatte, daß der Oberflächenabfluß und die Wasserspeicherung in den Pflanzen vernachlässigbar klein waren, kann man die Summen von $-(N + EIT)$ den Summen des Sickerwassers gleichsetzen. Man kann annehmen, daß das Grundwasser an allen Meßstellen keinen Einfluß auf die Verdunstung hatte (Grundwasserspiegel in Grub ca. 5 m). Auf diese Weise ergibt sich, daß unter dem Waldbestand ca. 41 %, auf dem Kartoffelfeld ca. 46 %, auf dem Luzernfeld ca. 38 % des Niederschlags versickerten. In der Gesamtverdunstung spielte die Summe $(E + T)$ (Evapotranspiration) die größte Rolle. Die Größe E ist im allgemeinen bei Vegetationsbeständen im Vergleich zu T klein und es wird bestätigt, daß in der Verdunstung der Vegetationsbestände die Transpiration die bedeutendste Rolle spielt. Die Interception des Waldes hat mit 33,3 % einen beachtlichen Anteil an der gesamten Verdunstung. Für den Kartoffelbestand erhalten wir entsprechend 11,3 % und für die Luzerne 5,1 %. Aus den Angaben der Tab. 46 bei VAN EIMERN (21) kann man ausrechnen, daß bei einer Höhe des Kartoffelbestandes von 36 bis 70 cm (vom 19. Juni bis 19. Juli) die Interception 26,2 % von N ausmachte (die entsprechenden Verdunstungswerte wurden nicht angegeben). Wenn wir in dieser Tabelle diejenigen Werte von I , die als unsicher gekennzeichnet sind, nicht berücksichtigen, ergibt sich, daß I 22,2 % von N beträgt. In der Tabelle 45 der zitierten Arbeit finden wir Ergebnisse von HAYNES, nach denen die Interception eines Luzernfeldes 21,6 % von N betrug. Aus diesen Angaben ersehen wir, daß unsere Werte von I für das Kartoffel- und für das Luzernfeld (die nach Formeln von HORTON berechnet wurden), kleiner sind als entsprechende Werte anderer Autoren.

Unsere Werte von I für das Kartoffelfeld betrachten wir als zulässig, die für Luzerne erscheinen uns zu gering. Die von uns ermittelte Interception des Waldes betrug ins-

gesamt 19,6 % von N. Der Wald hat eine größere effektive Fläche als die landwirtschaftlichen Vegetationsbestände, die fähig ist, das Regenwasser zu halten. Auch aus diesem Grunde scheinen die Werte von I für Kartoffeln und Luzerne bei anderen Autoren zu hoch zu sein.

Unsere Ergebnisse über die Wasserbilanz können wir mit denen von FEDOROV (50) vergleichen. In der Untersuchung dieses Autors wurde u.a. die Verdunstung von drei verschiedenen Waldbeständen mit der Verdunstung landwirtschaftlicher Felder verglichen. Die Tagessummen der Verdunstung sowie den Tagesverlauf bestimmte FEDOROV durch Anwendung hydraulischer Lysimeter großen Modells. Die Tabelle 30 seiner Arbeit enthält Angaben über N, I, (E + T) und EIT für einen 70 Jahre alten Fichtenbestand. Diese Angaben wurden auf Grund der Untersuchung der Wasserbilanz einer 2300 m² großen Waldfläche ermittelt. Für die Zeit von Mai bis September 1956 ergibt sich aus dieser Tabelle: N = 441 mm, EIT = -390 mm, $-EIT/N = 0,88$, $(E+T)/EIT = 0,69$, $I/EIT = 0,31$. Diese Werte stimmen mit den von uns erhaltenen in etwa überein. Ein größerer Unterschied in dem Verhältnis $-EIT/N$ ist auf unterschiedliche Niederschlagsmengen zurückzuführen. Der Stammabfluß wurde bei uns nicht gemessen. Nach FEDOROV beträgt er für einen Nadelwald ca. 1 % von der unter den Kronen gemessenen Niederschlagsmenge. Während der sommerlichen Jahresperiode erreicht er Werte 5 bis 8 mm.

Unter den Bedingungen des feuchten und relativ kalten Sommers 1956, ausgenommen Juni, hat FEDOROV eine Abnahme der Gesamtverdunstung und der Transpiration im Verhältnis zum durchschnittlichen Wert vor allem bei Lichtbaumarten festgestellt. Die Verdunstung der Fichte war zur gleichen Zeit am größten. Die Unterschiede in der Gesamtverdunstung und der Transpiration verschiedener Baumarten waren während der dreijährigen Untersuchung (1954-1956) nicht sehr groß und betrugen 5 bis 14 %. Es hat sich dabei gezeigt, daß man Monatssummen der Gesamtverdunstung oder der Transpi-

ration als Funktion der Monatssummen der Globalstrahlung darstellen kann. Für die Gesamtverdunstung gilt z.B. folgende Beziehung:

$$EIT = kQ + a ,$$

wobei der Koeffizient k nach FEDOROV die hydrometeorologischen Verhältnisse der Vegetationsperiode, genauer gesagt, den Befeuchtungsgrad des Bodens widerspiegelt. Die Größe a entspricht dem Wärmevorrat, bei dem die Verdunstung praktisch aufhört.

Auf den Abb.20, 21, 22 sind die von uns erhaltenen Summen des Niederschlags, der Globalstrahlung, der Strahlungsbilanz und der Gesamtverdunstung (EIT) in ihrem monatlichen Verlauf aufgezeichnet. Man kann die erhaltenen Kurven für G , Q und EIT in erster Näherung als Gerade darstellen. Das bedeutet, daß man auch aus unseren Beobachtungen EIT als lineare Funktionen von G oder Q näherungsweise ausdrücken kann.

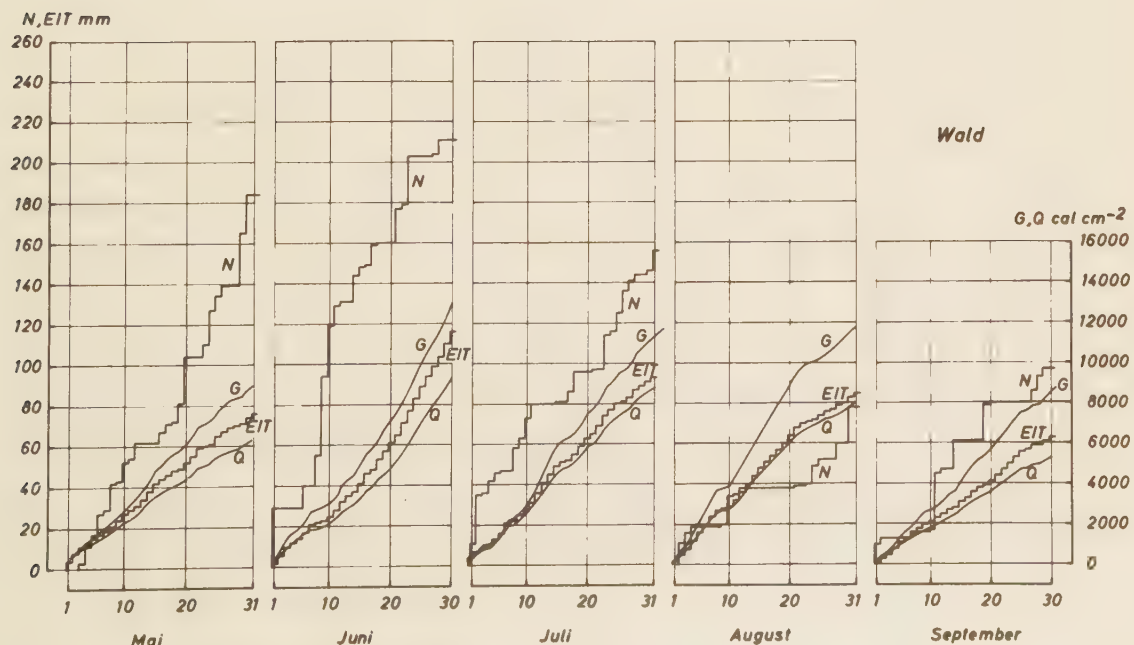


Abb.20: Monatssummenkurven von N , EIT , G und Q für den Wald, 1965

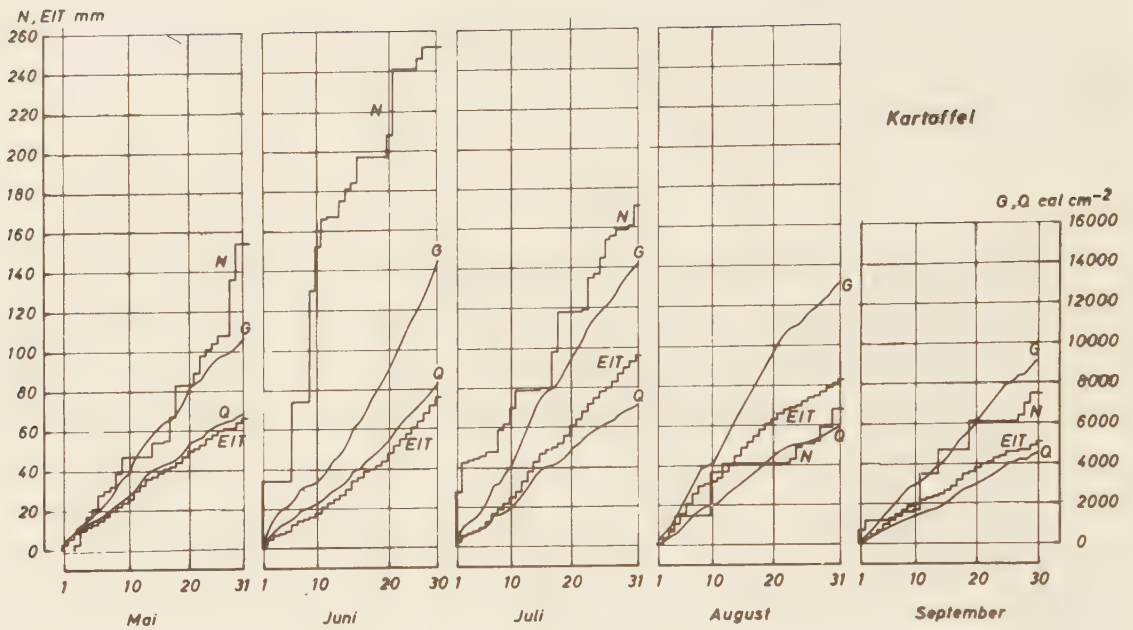


Abb.21: Monatssummenkurven von N, EIT, G und Q für das Kartoffelfeld, 1965

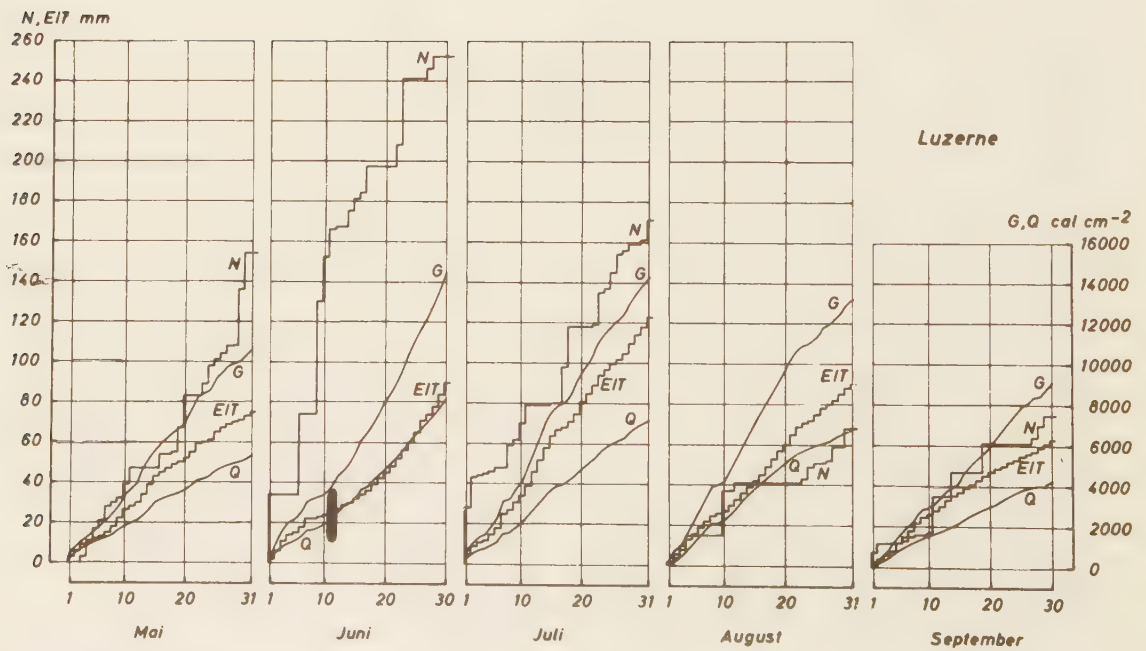


Abb.22: Monatssummenkurven von N, EIT, G und Q für das Luzernfeld, 1965

FEDOROV diskutiert die Angaben verschiedener Autoren über die Verdunstung von Wäldern. So kann z.B. nach BOČKOV die jährliche Summe der Verdunstung eines Waldes unter verschiedenen geographischen Bedingungen ohne Berücksichtigung der Interception von 170 bis 425 mm betragen, im Durchschnitt jedoch von 330 bis 340 mm. Die letzte Angabe stimmt ungefähr mit denen von einigen anderen bei BOČKOV zitierten Autoren überein. Für die Zeit vom November bis März ist eine Summe der Verdunstung von 28 mm angegeben, für die Zeit von Dezember bis März 25 bis 28 mm. Für die Periode von November bis April hat FEDOROV eine Gesamtverdunstung des Waldes von 40 bis 45 mm angenommen, für Transpiration 5 bis 10 mm. Die größte Verdunstung des Fichtenwaldes hat er im Juni festgestellt, wie das auch bei uns der Fall war. Die Verdunstung des Waldes hat er mit der Verdunstung landwirtschaftlicher Felder (Gras, Hafer, Winterroggen, Lein, Brachfeld) in der gleichen Zeit verglichen. In den Jahren 1955 und 1956 waren die Summen der Verdunstung des Waldes um ca. 13 % größer als die der landwirtschaftlichen Felder (425 bis 440 mm). Die Verdunstung der Felder in der Zeit von November bis April wurde nach Angaben von KONSTANTINOV und PUŠKAREV für Valdaj mit 60 bis 70 mm angenommen. Einige Ergebnisse über mehrjährige Untersuchungen der Verdunstung landwirtschaftlicher Felder (Gras, Brachfeld, Hafer, Hirse, Lein, Gerste, Klee, Luzerne, Roggen, Weizen) während der ganzen Vegetationsperiode findet man bei KONSTANTINOV (7). Dabei hat der Autor eine eingehende Analyse derjenigen Faktoren durchgeführt, die die Intensität der Verdunstung landwirtschaftlicher Felder beeinflussen. Eine genauere Beschreibung seiner Untersuchungen kann wegen ihres Umfangs hier nicht eingefügt werden. In der Tab. 59 der genannten Publikation ist für die Verdunstung eines Kartoffelfeldes während einer verhältnismäßig nassen Vegetationsperiode (Mai bis September) bei einer Tiefe des Grundwasserspiegels von 180 cm der Wert

von 347 mm angegeben. Aus der Abb. 107 derselben Veröffentlichung kann man ersehen, daß sich die Summe der Verdunstung landwirtschaftlicher Felder während der Vegetationsperiode bedeutend ändern kann. Während einer trockenen Vegetationsperiode beträgt die Verdunstung im Gebiet einer unzureichenden Bodenfeuchtigkeit ca. 150 mm, im Gebiet einer reichlichen Bodenfeuchtigkeit bis ca. 350 mm. Während einer nassen Vegetationsperiode ist diese Differenz etwas geringer. Auf einem Gebiet mit großer Bodenfeuchtigkeit beträgt die Summe der Verdunstung für die Vegetationsperiode 400 mm und mehr; für das Gebiet mit nicht ausreichender Bodenfeuchtigkeit erreicht sie Werte bis ca. 250 mm und mehr.

A. Fehlerabschätzung

Wie alle Meßergebnisse sind auch die hier bestimmten Verdunstungswerte mit einem Fehler behaftet. Erst die Abschätzung dieses Fehlers gestattet, die hier gefundenen quantitativen Unterschiede der Verdunstung verschiedener Vegetationsbestände zu beurteilen. Die erhaltenen Verdunstungssummen sind mit einem Fehler behaftet, der hauptsächlich mit der Bestimmung der Trocken- und Feuchtetemperatur und der Strahlungsbilanz verbunden ist. Die gewonnenen Stundenmittelwerte der Trocken- und Feuchtetemperatur sind die Ausgangsgrößen zur Bestimmung der Gradienten der spezifischen Feuchtigkeit. Sie sind mit einem statistischen, systematischen Strahlungs- und Auswertefehler belastet. Während einer Stunde liefert jedes Widerstandsthermometer 75 Meßwerte. Mit Hilfe der abgelesenen einzelnen Meßpunkte wurde die Standardabweichung (die Genauigkeit einer Messung) ausgerechnet. Danach wurde die wirkliche Verteilung der Temperaturabweichungen mit Hilfe der bei LINNIK (16) angegebenen Formeln mit einer normalen bei gleichem Wert der Standardabweichung verglichen. Es hat sich gezeigt, daß man die Verteilung der Temperaturabweichungen vom Mittel-

wert näherungsweise als normal annehmen darf. Der mittlere Fehler des Stundenmittelwertes der Temperatur wurde nach der Gauß'schen Formel berechnet. Er betrug für die über dem Wald gemessene Temperatur, wo die Temperaturschwankungen meistens am größten waren, bei einer labilen Schichtung in der Mittagszeit höchstens $\pm 0,08$ grd und bei stabiler Schichtung während der Nacht $\pm 0,03$ grd. Im Durchschnitt kann für alle Stationen ein Wert von $\pm 0,05$ grd angenommen werden.

Durch das verwendete Verfahren der Eichung muß der systematische Temperaturfehler für alle Widerstandsthermometer an einer Station den gleichen Wert haben. Bei der Bestimmung der Temperaturunterschiede wird er vernachlässigt.

Zur Abschätzung des Strahlungsfehlers wurden zwei Psychrometer in der gleichen Höhe aufgehängt; ein Psychrometer wurde dabei ständig beschattet, das andere wurde in aufeinanderfolgenden 15 bis 20 min Zeitabständen beschattet und aufgedeckt. Aus den Temperaturunterschieden von beiden Psychrometern wurde der Strahlungsfehler berechnet. Die Messung wurde in 0,2 und 2,0 m Höhe über dem Luzernebestand am 13.6.1966 in der Mittagszeit durchgeführt. Dabei herrschte heiteres Wetter, die Windgeschwindigkeit in 0,2 m Höhe betrug 0,6 bis 1,0 ms^{-1} , in 2 m Höhe 1,3 bis 1,7 ms^{-1} . In 0,2 m Höhe ergab sich ein Strahlungsfehler von 0,07 grd; in 2 m Höhe wurde kein Strahlungsfehler festgestellt. Der Strahlungsfehler in 0,2 m Höhe entstand wegen der zu kleinen Ventilation. Die Windgeschwindigkeit in 0,2 m Höhe ist aber normalerweise größer als 1 ms^{-1} . Daraus darf man annehmen, daß der Strahlungsfehler des unteren Psychrometers vernachlässigbar klein wird.

Ein Skalenteil des Integrimeters entspricht einer Fläche von 0,2 cm^2 . Bei einer Länge des Registrierstreifens von 32 cm ergibt sich davon eine Temperaturänderung von 0,01 grd. Das mehrfache Planimetrieren derselben Registrierung

ergab Temperaturunterschiede von $\pm 0,02$ bis $\pm 0,03$ grd. Man darf also annehmen, daß der statistische und der Auswertefehler des Stundenmittelwertes der Temperatur gemeinsam $\Delta T = \pm 0,07$ grd betragen.

Es wird gewöhnlich angenommen, daß der Fehler des Temperaturgradienten $2\Delta T$ beträgt. KUČEROV (51) hat gezeigt, daß der Temperaturgradient nur mit einem Fehler von ΔT behaftet ist. Die Ursache dafür sucht er in der Abhängigkeit zwischen den Schwankungen des Temperaturgradienten und der Temperatur selbst in zwei Niveaus. Wir nehmen an, daß diese Beziehung nicht nur für synchrone Messungen, sondern auch für längere Zeitabschnitte gilt. Für den Fehler des Temperaturgradienten setzen wir deshalb auch ΔT . Die folgende Beziehung von KAČURIN und PATRIKI (52) erlaubt einen Übergang von dem mittleren Fehler des Temperaturgradienten zum mittleren Fehler des Gradienten der spezifischen Feuchtigkeit durchzuführen

$$\frac{\partial (dq/dz)}{\partial (t'_2 - t'_1)} = \frac{0,622}{z_2 - z_1} \left(A + \frac{L E_0}{R_w p T_0^2} \right),$$

wobei $(t'_2 - t'_1)$ der Unterschied zwischen der Feuchtetemperatur in den Höhen z_2 und z_1 , $A = 0,0007 \text{ grd}^{-1}$, L die Verdampfungswärme des Wassers, E_0 der Sättigungsdampfdruck bei der Temperatur T_0 in $^{\circ}\text{K}$, p der Luftdruck, R_w Gaskonstante für Wasserdampf ($= 0,07 \text{ calg}^{-1}\text{grd}^{-1}$) ist. Bei einer Lufttemperatur von 15 grd ($L = 587 \text{ calg}^{-1}$, $E_0 = 17 \text{ mb}$), $p = 1000 \text{ mb}$, $z_2 - z_1 = 100 \text{ cm}$ und $(t'_2 - t'_1) = \pm 0,07 \text{ grd}$ beträgt der mittlere Fehler des Gradienten der spezifischen Feuchtigkeit $\pm 1 \cdot 10^{-6} \text{ gg}^{-1}\text{cm}^{-1}$. Die durch diesen Fehler verursachte Ungenauigkeit des Verdunstungswärmestromes in einzelnen Stunden bei Tag und Nacht kann mit Hilfe der Austauschmethode abgeschätzt werden. Zur Berechnung wird ein

durchschnittlicher Tagesverlauf des Austauschkoeffizienten genommen. Als solchen haben wir den vom 12. August 1965 aus dem Luzernefeld ausgewählt. Die Berechnungsergebnisse sind in Tabelle XVII angegeben.

Aus den dort angeführten ΔV_1 ergibt sich für den mittleren quadratischen Fehler des Tagesmittelwertes des Verdunstungswärmestromes (aufgerundet) $\pm 10 \text{ mcalcm}^{-2}\text{min}^{-1}$. Mit Hilfe dieser Größe kann der mittlere quadratische Fehler des mittleren monatlichen Verdunstungswärmestromes abgeschätzt werden. Er beträgt (aufgerundet) $2 \text{ mcalcm}^{-2}\text{min}^{-1}$. Berücksichtigt man, daß der mittlere Verdunstungswärmestrom über dem Luzernefeld $118 \text{ mcalcm}^{-2}\text{min}^{-1}$ beträgt, so ergibt sich, daß die Tagessummen der Verdunstung mit einem relativen Fehler von $\pm 8,5 \%$ und die Monatssummen mit einem relativen Fehler von $\pm 1,7 \%$ behaftet sind. Die für Luzerne angegebenen Fehlergrößen dürfen auch für die Verdunstungssummen des Kartoffelfeldes angenommen werden. Im Waldbestand ist der Austauschkoeffizient ungefähr 2 mal größer als über dem Feld in gleicher reduzierter Höhe. Um den gleichen Faktor werden auch entsprechende Fehlergrößen für den Wald höher sein. Der mit der Temperaturbestimmung verbundene relative Fehler der Gesamtsummen der Verdunstung erreicht in allen Fällen Werte kleiner als $\pm 0,3 \%$.

Bei der Bestimmung der Strahlungsbilanz ist der mittlere Fehler des Stundenmittelwertes in einem großen Maß von der Streuung der Meßwerte abhängig. Bei einer kleinen Streuung der Meßpunkte beträgt er ca. $\pm 3 \text{ mcalcm}^{-2}\text{min}^{-1}$ und bei einer großen Streuung (Bewölkung) ca. $\pm 30 \text{ mcalcm}^{-2}\text{min}^{-1}$ (75 Meßwerte in der Stunde). Er ist also um das ca. 2-fache und mehr kleiner als der entsprechende Fehler von V. Dasselbe darf man über den mittleren quadratischen Fehler annehmen.

Der systematische Fehler der Eichkonstanten der Strahlungsbilanzmesser (Eichprotokoll) beträgt $\pm 2 \%$. Sein Einfluß auf die Bestimmungsgenauigkeit von V wird mit Hilfe der

Tabelle XVII: Der Tagesverlauf des Austauschkoeffizienten A und des mittleren Fehlers des stündlichen Verdunstungswärmestromes ΔV_i (A angegeben für 1m Höhe)

Uhrzeit	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
A	19	38	40	22	32	38	58	72	88	103	112	112	12
$\pm \Delta V_i$	11	22	24	19	19	22	34	42	52	61	66	66	$\text{gcm}^{-1}\text{min}^{-1}$
													$\text{mcalcm}^{-2}\text{min}^{-1}$

Uhrzeit	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
A	112	117	121	117	95	84	43	46	46	26	37	39	$\text{gcm}^{-1}\text{min}^{-1}$
$\pm \Delta V_i$	66	69	71	69	56	50	25	27	27	15	22	23	$\text{mcalcm}^{-2}\text{min}^{-1}$

Wärmehaushaltsgleichung abgeschätzt. Der Fehler in der Bestimmung der Summen des Wärmestromes im Boden und in der Bestandsmasse wird als unbedeutend vernachlässigt. Für den systematischen Fehler der Verdunstungssummen ΔV_s erhalten wir

$$\Delta V_s = \pm \frac{2 Q}{(1 + L/V) 100} \cdot$$

Werden mit Hilfe der letzten Beziehung die Größen von ΔV_s berechnet und in Prozenten von V ausgedrückt, so ergibt sich $\pm 2,4 \%$ für Luzerne (ca. 10,6 mm Wassersäule), $\pm 2,2 \%$ für Kartoffeln (ca. 8,4 mm Wassersäule) und $\pm 2 \%$ für Wald (ca. 8,5 mm Wassersäule). Diese Werte sind ca. 10mal größer als die relativen statistischen Fehler von V und sie entscheiden, ob man die erhaltenen Gesamtsummen der Verdunstung gegenseitig vergleichen kann. Dazu sei bemerkt, daß infolge des gegenseitigen Vergleichs der Strahlungsbilanzmesser der systematische Fehler bei allen Geräten das gleiche Vorzeichen hat. Es scheint, daß der systematische Fehler der Strahlungsbilanz etwas größer als oben angegeben sein kann. Auch in diesem Fall bleibt das gegenseitige Verhältnis der gesamten Verdunstungssummen praktisch ohne Änderung. Die Unterschiede zwischen den in den Tabellen IX, XI und XIII angeführten Gesamtsummen der Verdunstung dreier verschiedener Vegetationsbestände entsprechen dann etwa den wirklichen.

Die Größe ΔWH entstand durch die Ergänzung der Wärmehaushaltsmethode mit Hilfe der Austauschmethode bei Nacht.

Wenn man annimmt, daß während der Nacht das Verhältnis von V/L nicht größer als 0,2 ist, kann man den Einfluß von ΔWH auf die Gesamtverdunstung vernachlässigen.

Die Fehlergrößen für Wald können in Wirklichkeit größer als die von uns erhaltenen sein. Dazu kann es wegen des zur Bestimmung von V verwendeten Rechenverfahrens und wegen der Unklarheiten über die Temperatur- und Feuchte-

verteilung über dem Wald kommen. Eine genauere Abschätzung der Fehlergrößen für den Wald ist vorläufig nicht möglich. Der Einfluß der Advektion auf die Wärmehaushaltskomponenten wurde nicht untersucht.

VIII. ZUR FRAGE DER UNTERSCHIEDLICH GROßEN VERDUNSTUNG VERSCHIEDENER VEGETATIONSBESTÄNDE

Seit längerer Zeit schon wird die Frage diskutiert, wie groß die Unterschiede in der Verdunstung verschiedener Vegetationsbestände sind. In dieser Diskussion hat man dem Wald besondere Aufmerksamkeit geschenkt. DROZDOV und GRIGOREVA (53) bestätigen, daß die Frage, ob ein Wald oder ob gut entwickelte Wiesenbestände mehr verdunsten, umstritten ist. Das ist nach ihrer Meinung ein Beweis dafür, daß die zur Diskussion stehenden Unterschiede klein sind. Im anderen Fall würden größere Differenzen zwischen der Verdunstung des Waldes und der landwirtschaftlichen Felder auf Grund eines umfangreichen Beobachtungsmaterials aufgedeckt werden. Nach MOLČANOV und IDZON (54) variiert der Wasserverbrauch durch Verdunstung schon innerhalb einer forstlichen Wachstumszone. Das geschieht in Abhängigkeit von den Bedingungen des Wachstums und den Waldarten. Fichtenbestände im Alter von 40 bis 80 Jahren verbrauchen zum Beispiel mehr Wasser als beliebige landwirtschaftliche Kulturen. 100 bis 120 Jahre alte Fichtenbestände verdunsten so viel wie landwirtschaftliche Felder. Ein 30- bis 60-jähriger Kiefernwald verdunstet mehr als ein schwarzes Brachfeld, als Hafer, Lein, und weniger als Wiese, Roggen und Klee. Ältere als 90-jährige geschlossene Kiefernbestände verdunsten weniger Wasser als beliebige landwirtschaftliche Kulturen, aber mehr als ein schwarzes Brachfeld. Reife Kiefern mit einem dichten Fichtenunterholz verdunsten mehr Wasser als beliebige landwirtschaftliche Kulturen. In einer Untersuchung über die hydro-meteorologische Rolle des Waldes vergleicht RAUNER (40) dessen Wasserverbrauch mit dem der Umgebung. RAUNER verwertet zahlreiche Untersuchungsergebnisse, die für das europäische Gebiet der UdSSR erhalten wurden. Das Verhältnis der Verdunstungssumme des Waldes zur Verdunstungssumme der Umgebung während der Vegetationsperiode wird als hydro-meteorologischer Index des Waldgebietes β bezeichnet. Er wird durch

einen Komplex der durch den Wald verursachten Änderungen in den Komponenten des Strahlungs-, Wasser- und Wärmehaushalts im Vergleich zum unbewaldeten Gebiet bestimmt. Für das ganze in die Untersuchung einbezogene Gebiet ($46 - 64^{\circ}\text{N}$, $38 - 47^{\circ}\text{E}$) ergab sich $\beta > 1$. Das bedeutet, daß die Summe des Wasserverbrauches durch die Wälder auf dem Gebiet der europäischen Ebene der UdSSR im Vergleich zu übrigen Gebieten des Festlandes unter den natürlichen Bedingungen der Befeuchtung maximal sind.

BAUMGARTNER (55) behandelt die Verdunstung des Waldes und landwirtschaftlicher Felder als ein Glied des Wasser- und Energiehaushalts. Die Verdunstung verschiedener Vegetationsbestände wird auf Grund ihrer Strahlungsbilanz charakterisiert. Auf diese Weise sollen die Wälder (kleine Albedo) die größte Wassermenge verdunsten und der Acker die kleinste. Die auf Grund der Energiebilanz abgeschätzten relativen Größen der Verdunstung verschiedener Vegetationsbestände und des Ackers wurden mit dem Beobachtungsmaterial verglichen.

In (7) findet man Beispiele, daß für die Verdunstung landwirtschaftlicher Felder die Bodenfeuchtigkeit maßgebend ist. Bei uns z.B. hat sich herausgestellt, daß das Luzernefeld eine kleinere Strahlungsbilanz als der Wald hatte, aber eine größere Verdunstung.

Es ist mir eine ganz besondere Freude, an dieser Stelle vor allem Herrn Professor Dr.F.Möller zu danken, der die Durchführung dieser Arbeit ermöglichte und sie durch den Einsatz seiner Person und aller ihm zur Verfügung stehender Mittel förderte.

Mein Dank gilt ebenso Herrn Privatdozent Dr.A.Baumgartner, der meine Arbeit betreute und mir während ihres Entstehens mit Rat und Hilfe beistand. So zum Beispiel hat mir Herr Dr.Baumgartner wertvolle Literaturhinweise erteilt.

Herrn Professor Dr.R.Geiger danke ich für anregende Diskussionen.

Der Leiter des Instituts für Ertragskunde der Forstlichen Forschungsanstalt, Herr Professor Dr.E.Assmann und seine Mitarbeiter, die Herren Dr.F.Franz, Dr.R.Kennel und Forstmeister A.Schmidt haben ihre Unterstützung bei der Aussuche und Aufnahme des Waldbestandes gegeben. Herr Dr.R.Hüser und Herr Dr.K.Kreutzer aus dem Institut für Bodenkunde der Forstlichen Forschungsanstalt (Leitung Professor Dr.W.Laatsch) haben an den Meßplätzen die Bodenprofile untersucht. Beim Instrumentenamt München des Deutschen Wetterdienstes konnten die Anemometermessungen durchgeführt werden. Die Flugwetterwarte München-Riem des Deutschen Wetterdienstes hat das Beobachtungsmaterial zur Verfügung gestellt. Die Versuchsfelder konnten auf den Wirtschaftsflächen des Bayerischen Forstamtes Eglharting und der Staatlichen Versuchsanstalt Grub der Bayerischen Landesanstalt für Tierzucht eingerichtet werden. Den genannten Herren und öffentlichen Einrichtungen sei für ihre Hilfe zum Zustandekommen der Untersuchung herzlich gedankt.

Für den Aufbau und die Betreuung der Stationen war die Mitwirkung von Herrn Forstmeister L.Klemmer und Herrn W.Hirner von entscheidender Bedeutung.

Mit allen Angehörigen des Meteorologischen Instituts habe ich wertvolle Diskussionen führen können. Besonders danke ich Herrn Dr. H.-J.Bolle sowie Herrn Dr. H.Kraus, Herrn Dr.R.Roth, Herrn Dipl.-Met.E.Ittner und der Garchinger Arbeitsgruppe für Mikrometeorologie. Herr Dipl.-Met.G.Fickenscher hat dankenswerterweise die Bestimmung der spezifischen Wärme der Bodenproben durchgeführt.

Die Programmierarbeiten hat Herr Dipl.-Phys.K.Zechmeister übernommen.

Für die sorgfältige Ausführung der Zeichen- und Photoarbeiten danke ich Fräulein H.Kaufmann und Herrn W.Hirner.

Mein Dank gilt auch der Werkstätte des Instituts, vor allem Herrn G.Weinberger und Herrn H.Schweiger, die sich an der Betreuung der Stationen beteiligten.

Besonders danke ich zum Schluß Frau J.Mindé und Fräulein H.Letsch, daß sie die Reinschrift der Arbeit übernommen und schnell ausgeführt haben.

Die Untersuchung wurde durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanziert.

IX. LITERATURVERZEICHNIS

1. BUDYKO, M.I.: Isparenie v estestvennykh uslovijach. Gidromet.Izd., Leningrad 1948
2. BAUMGARTNER, A.: The heat, water and carbon dioxide budget of plant cover: methods and measurements. Proc.of the Montpellier Symposium. Unesco 1965
3. LVOVIĆ, M.I.: Vodnyj balans i ego zonalnye zakonomernosti. Izv. ANSSSR ser.geogr.No.5 (1962)
4. ALBRECHT, F.: Über die Wärme- und Wasserbilanz der Erde. Ann.d.Met.2 (1949)
5. BUDYKO, M.I.: Atlas teplovogo balansa zemnogo šara. Moskva 1963
6. LÜTZKE, R.: Vergleichende Energieumsatzmessungen im Walde und auf einer Wiese. Archiv für Forstwesen, 15, Heft 9 (1966)
7. KONSTANTINOV, A.R.: Isparenie v prirode. Gidromet.Izd., Leningrad 1963
8. DZERDZEEVSKIJ, B.L. i. RAUNER, I.L.: Sostojanie i zadači issledovanija teplovogo balansa lesa. In "Teplovoj i vodnyj režim zemnoj poverchnosti". Gidromet.Izd., Leningrad 1960
9. BAUMGARTNER, A.: Untersuchungen über den Wärme- und Wasserhaushalt eines jungen Waldes. Ber.DWD, Nr.28, Band 5 (1956)
10. KRAUS, H.: Untersuchungen über den nächtlichen Energietransport und Energiehaushalt in der bodennahen Luftschicht bei der Bildung von Strahlungsnebeln. Ber.DWD, Nr.48, Band 7 (1958)
11. RIJTEMA, P.E.: An analysis of actual evapotranspiration. Centre for Agricultural Publication and Documentation, Wageningen 1965
12. GEBRAUCHSANWEISUNG zu: Elektronischer Kompensations-schreiber (POLYCOMP). Hartmann & Braun, Frankfurt am Main
13. LETTAU, H. and DAVIDSON, B.: Exploring the atmosphere's first mile. Vol.1, Pergamon-Press, London - New York 1957

14. GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht.
Braunschweig 1961
15. ROBINSON, S.M.: Computing wind profile parameters.
J.Atmos.Sci.vol.19 (1962)
16. LINNIK, J.W.: Metoda najmniejszych kwadratów i teoria
opracowywania obserwacji. Warszawa 1962
17. ASSMANN, E.: Waldertragskunde. München - Bonn - Wien 1961
18. RAUNER, J.L.: Issledovanie teplovogo i vodnogo balansa
molodogo sosnovogo lesa. Izv.AN SSSR ser.geogr.
Nr.4 (1959)
19. RAUNER, J.R.: O teplovom balanse listvennogo lesa v
zimnij period. Izv.AN SSSR ser.geogr.Nr.4 (1961)
20. UCHIJIMA, Z. and WRIGHT, J.L.: An experimental study of
air flow in a corn plant-air layer. The Bull.of
the National Institute of Agricultural Sciences
(Japan), Ser.A, Nr.11 (1964)
21. EIMERN, J.van: Untersuchungen über das Klima in Pflan-
zenbeständen als Grundlage einer agrarmeteorolo-
gischen Beratung, insbesondere für den Pflanzen-
schutz. Ber.DWD, Nr.96, Band 13 (1964)
22. CEJTIN, G.Ch.: O vyčislenii koefficienta temperaturopro-
vodnosti i potoka tepla v počvu po osrednennym
temperaturam. Tr.GGO, vyp.60(112); (1956)
23. FRANKENBERGER, E.: Beiträge zum Internationalen Geo-
physikalischen Jahr 1957/58. Ber.DWD, Nr.73,
Band 10 (1960)
24. MONTEITH, J.L.: The heat balance of soil beneath crops.
Climat.and Microclimat.Proc.Canberra Symposium 1956
25. LETTAU, H.: Isotropic and non-isotropic turbulence in
the atmosphere surface layer. Geoph.Research
Papers Nr.1 (1949)
26. GANDIN, L.S., LAJCHTMAN, D.L., MATVEEV, L.T., JUDIN, M.I.:
Osnovy dinamicheskoj meteorologii. Gidromet.Izd.,
Leningrad 1955

27. BAUR, F. (Hrsg.): Meteorologisches Taschenbuch, II.Band, Leipzig 1953
28. GOFF, J.A. and GRATCH, S.: Abridged final report WMO Nr.112, Geneva 1961
29. BELINSKIJ, V.A.: Dinamičeskaja meteorologija. Gosud. Izd. M.-Leningrad 1948
30. MATVEEV, L.T.: Fizika atmosfery. Gidromet.Izd.1965
31. ROSSBY, C.G. and MONTGOMERY, R.B.: The layer of frictional influence in wind and Ocean currents. Papers in physical Oceanography and Meteorology, publ.by Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, vol.III, Nr.3. Cambridge, Massachusetts 1935
32. HOLZMAN, B.: The influence of stability on evaporation. Ann.N.Y.Acad.Sc., 1943
33. OBUCHOV, A.M.: Turbulentnost v temperaturno neodnorodnoj atmosfere. Tr. In-ta Teor.Geof., Tom I., M.-Leningrad 1946
34. SVERDRUP, H.U.: Austausch und Stabilität in der unteren Luftschicht. Met.Zeitschr.53, Nr.1 (1936)
35. BROOKS, F.A. u.a.: Investigation of Energy, Momentum and Mass Transfers near the ground. Dep.of Agr.Eng.and Dep.of Water Sc.and Eng.Univ.of California, Davis, California. Final Report 1965 (1966)
36. MÖLLER, F.: Strahlungsvorgänge in Bodennähe. Zeitschr.f. Meteorol.9, Heft 2 (1955)
37. BERLJAND, M.E.: Predskazanie i regulirovanie teplovogo režima prizemnogo sloja atmosfery. Gidromet.Izd. Leningrad 1956
38. TIMOFEEV, M.P.: O sutočnoj izmenčivosti turbulentnogo obmena. Trudy GGO, vyp. 22 (1950)
39. FRANKENBERGER, E.: Der Austauschkoefizient über Land. Beitr.Phys.fr.Atm. 30 (1958)
40. RAUNER, J.L.: O gidrometeorologičeskoj roli lesa. Izv. ANSSSR ser.geogr.Nr.4 (1965)

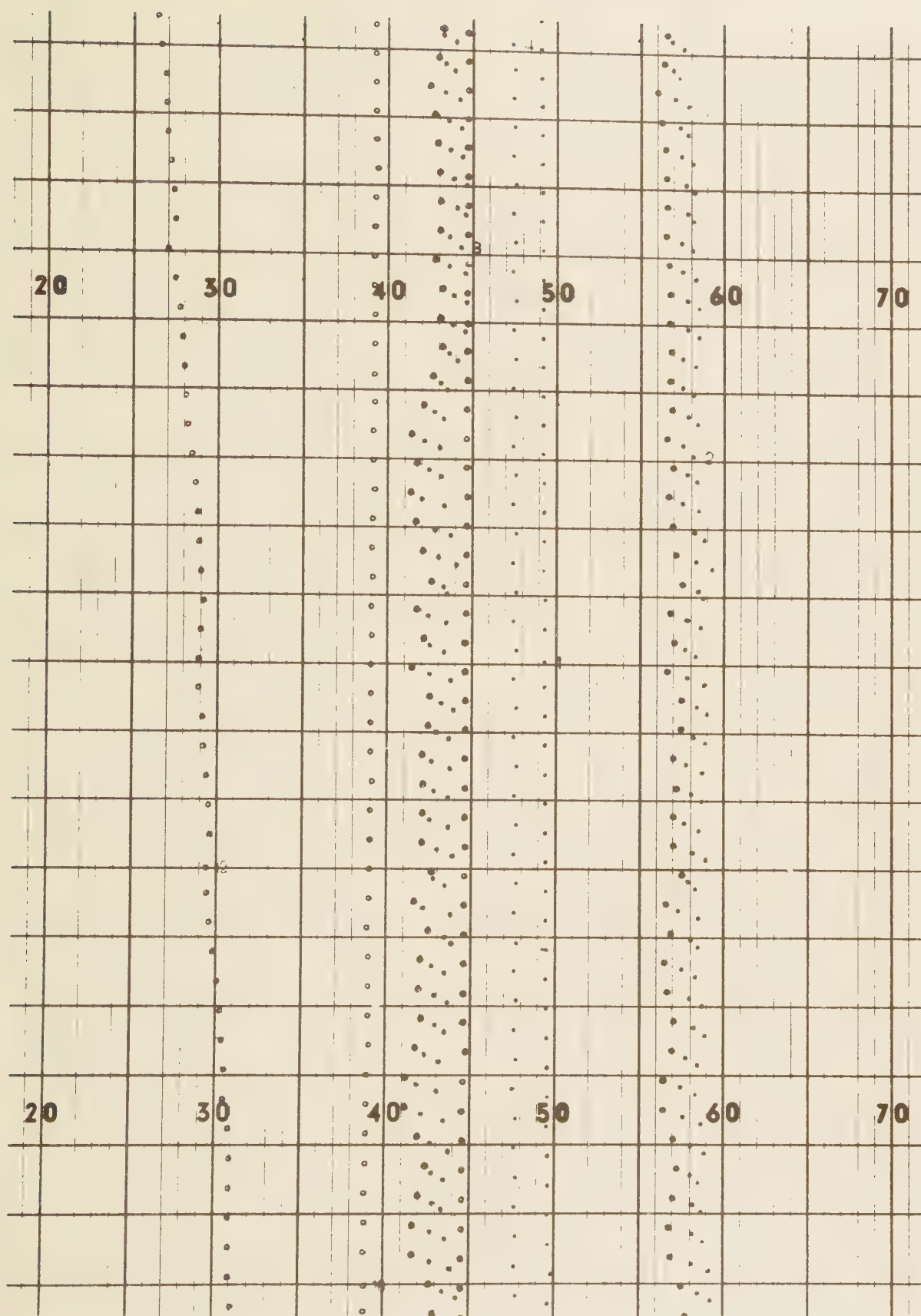
41. HOFMANN, G.: Die Thermodynamik der Taubildung. Ber.DWD Nr.18, Band 3 (1955)
42. ROTH, R.: Ein Vergleich berechneter und gemessener Tauwerte. Met.Rundsch.13, 6.Heft (1960)
43. SCHNELLE, F.: Frostschutz im Pflanzenbau. Band 1. München - Basel - Wien 1963
44. RAUNER, J.L.: Teplovoj balans lesa. Izv.ANSSSR ser. geogr.Nr.1 (1960)
45. DUBINSKIJ, G.P.: Mikroklimat kartofelnogo polja. Izd.Chark.Gosud.Univ.im A.M. Gorkogo. Tr.Geogr. Fak.Tom 4 (1958)
46. MUMINOV, F.A.: O teplovom balance dejatelnoj poverchnosti kartofelnogo polja. Met.i Gidr.Nr.8 (1958)
47. TANNER, C.B. and PELTON, W.L.: Potential Evapotranspiration Estimates by the Approximate Energy Balance Method of Penman. J.Geoph.Res., vol.65, Nr.10(1960)
48. MONATLICHER WITTERUNGSBERICHT des Deutschen Wetterdienstes, Wetteramt München für Südbayern, München 1965
49. KNOCH, K.: Klima-Atlas von Bayern. Ber.DWD in der US-Zone, 7 (1952)
50. FEDOROV, S.F.: Isparenje v uslovijach lesa. Tr.Gosud. Gidr.Inst.vyp.59 (1957)
51. KUČEROV, N.V.: O točnosti gradientnych izmerenij temperatury i vlažnosti. Tr.GGO vyp.60 (112). 1956
52. KAČURIN, L.G., PATRIKI, F.: Psichrometričeskij metod izmerenija vertikalnych gradientov vlažnosti vozducha. Tr.GGO vyp 52 (114), 1955
53. DROZDOV, O.A., GRIGOREVA, A.S.: Vлагооборот v atmosfere. Gidromet.Izd., Leningrad 1963
54. MOLČANOV, A.A., IDZON, P.E.: Gidrometeorologičeskaja rol lesa. Tr.III. vsesojuzn.gidrolog.sezda. Tom.II., Gidromet.Izd., Leningrad 1959

55. BAUMGARTNER, A.: Energetic bases for differential vaporisation from forest and agricultural lands. Intern.Symposium on Forest Hydrology, Proc.of a National Science Foundation Advanced Science Seminar held at the Pennsylvania Univ., Pennsylvania Aug.29 - Sept.10, 1965. Pergamon Press - Oxford and New York, 1956
56. LETTAU, H., DALRYMPLE, P.C. and WOLLASTON, S.H.: South Pole Micrometeorology Program. Part III: Data analysis. Quartermaster Research & Engineering Center, US Army, Technical Report ES-7; The Ohio State University Research Foundation, Project 1362. 1963

Anhang

Vergrößerter Ausschnitt aus der Kompensographen-
Registrierung (Luzernfeld am 17. September 1965
von 15.15 Uhr bis 15.50 Uhr)

Die Meßwerte werden mit verschiedenfarbigen Punkten oder Kreisen dargestellt. Der Aufdruck ist von 0 bis 100 beziffert. Der Meßbereichumfang für die Temperaturmessung geht von -5 bis 45°C , für die Spannungsmessung von -5 bis 45 mV . Vorschubsgeschwindigkeit 32 cmh^{-1} . Der Abstand zwischen zwei wagrechten Linien entspricht 1 cm . Im wiedergegebenen Abschnitt bedeuten die einzelnen Punkte (von links nach rechts): Strahlungsbilanz, Bodentemperatur in 20 cm Tiefe, Feuchtetemperatur in $2,0$, $0,8$ und $0,2\text{ m}$ Höhe, Bodentemperatur in $10,5$ und 2 cm Tiefe, Lufttemperatur in $2,0$; $0,8$ und $0,2\text{ m}$ Höhe.



Lebenslauf

Am 7. Mai 1931 bin ich in Wysoka (Polen) als Sohn des Franciszek und dessen Ehefrau Aniela, geb. Józefczyk, geboren.

Von 1938 bis 1944 besuchte ich die Volksschule in Wysoka, anschließend bis 1950 das Gymnasium in Lencut, das ich mit dem Reifezeugnis abschloß.

1950 immatrikulierte ich mich an der Fakultät für Mathematik, Physik und Chemie der Universität Warschau. Das Studium ersten Grades in Physik schloß ich mit der Diplomprüfung 1954 ab. Danach studierte ich Geophysik und legte 1958 die Diplomprüfung in Physik der Atmosphäre ab. Damit erwarb ich den Titel eines Magisters der Geophysik.

Von Herbst 1953 bis Herbst 1958 war ich als Assistent im Aerologischen Observatorium des Polnischen Hydro-meteorologischen Instituts.

Im Herbst 1958 ging ich nach Deutschland. Nachdem ich vorübergehend beim Deutschen Wetterdienst in Offenbach beschäftigt war, begann ich im Sommer-Semester 1960 mit dem Studium der Meteorologie an der Universität München, das ich 1963 mit der Diplomprüfung abschloß. Seitdem bin ich am Meteorologischen Institut der Universität München und arbeite seit 1964 an meiner Dissertation.

